



TIGNES

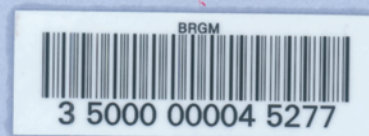
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

TIGNES

par
E. DEVILLE



La carte géologique à 1/50 000
TIGNES est recouverte par la coupure
BONNEVAL (N° 179 bis)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.



Bourg- St-Maurice	Ste-Foy Tarentaise		
Moûtiers	TIGNES		
Modane	Lanslebourg Mont-d'Ambin		



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
TIGNES À 1/50 000**

par

E. DEVILLE
avec la collaboration de
C. CHOPIN, B. GOFFÉ, P.L. GUILLOT

1991

Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

- *pour la carte*: DEVILLE E., BERTRAND J.M., BROUDOUX B., CABYR., DALPIAZ G.V., ELLENBERGER F., GUILLOT F., JAILLARD E., MARION R., NIEMEYER H., POLINO R., RAGUIN E., RAOULT J.F., ROBERT D. (1991) - Carte géol. France (1/50000), feuille **Tignes** (752) - Orléans: BRGM. Notice explicative par DEVILLE E. et coll. (1991), 48p.

- *pour la notice*: DEVILLE E., avec la collaboration de CHOPIN C., GOFFÉ B., GUILLOT P.L. (1991) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Tignes** (752) - Orléans : BRGM, 48 p. Carte géologique par DEVILLE E. *et al.* (1991).

© BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1752-X

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	5
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DES GRANDS ENSEMBLES PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>UNITÉS BRIANÇONNAISES INTERNES</i>	9
<i>UNITÉS PIÉMONTAISES (s.s.)</i>	15
<i>UNITÉS DU DOMAINE OCÉANISÉ TÉTHYSIEN</i>	19
<i>NAPPE DE LA POINTE DU GRAND-VALLON</i>	22
<i>CARGNEULES ET GYPSES</i>	23
<i>QUATERNAIRE</i>	23
MÉTAMORPHISME	26
<i>PARAGENÈSES CARACTÉRISTIQUES</i>	26
<i>DONNÉES RADIOCHRONOLOGIQUES</i>	29
<i>DISCUSSION</i>	30
DONNÉES GÉOPHYSIQUES	31
TECTONIQUE ALPINE	33
ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE	36
RESSOURCES DU SOUS-SOL	38
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	38
<i>MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION</i>	40
<i>INDICES MINÉRAUX</i>	40
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	40
<i>AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES</i>	40
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	41
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	41
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	48
AUTEURS	48

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE

La région couverte par la feuille Tignes à 1/50 000 correspond à un secteur des Alpes occidentales situé de part et d'autre de la frontière franco-italienne.

Le versant français, qui constitue la part la plus importante de cette région, se situe en Savoie, au sein du massif de la Vanoise. Il englobe l'essentiel de la haute vallée de l'Isère (haute Tarentaise) et les confins orientaux de la haute vallée de l'Arc (haute Maurienne). Il est pour l'essentiel localisé dans l'enceinte du parc national de la Vanoise (P.N.V.) et ses zones périphériques.

Le versant italien intègre des portions des hautes vallées du Valsavaranche, du val de Rhêmes, du Valgrisanche et du val Locana. Il bénéficie pour sa part, sur sa bordure orientale, des structures de protection du parc national du Grand-Paradis.

L'ensemble constitue une région de haute montagne où le point le plus bas se trouve dans la vallée de l'Isère (1350 m) et le point culminant à la Grande-Casse (3 852 m). La plupart des sommets y dépassent 3 000 m.

PRÉSENTATION DES GRANDS ENSEMBLES PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX

Dans cette région s'individualisent trois grandes entités lithostructurales de significations paléogéographiques différentes ; ce sont :

— un ensemble d'unités issues de l'ancienne marge continentale européenne, où l'on distingue deux domaines différents :

- le domaine briançonnais interne,
- le domaine piémontais (*s.s.*) ;

— un ensemble d'unités issues de l'ancien domaine océanisé téthysien ;

— une nappe sommitale (nappe de la pointe du Grand-Vallon) constituée de formations synorogéniques dont le substratum stratigraphique originel n'est pas connu.

Unités de la paléomarge européenne

Ces unités sont constituées de terrains provenant du bas de l'ancienne marge continentale passive européenne. Elles montrent une évolution sédimentaire alpine globalement comparable du début du Trias jusqu'au Crétacé inférieur ; cette évolution est marquée par les trois principaux stades du rifting téthysien :

- le stade prérift (Trias) qui se caractérise par une sédimentation de plate-forme subsidente (grès et carbonates de plate-forme) ;
- le stade du rifting téthysien (Lias—Dogger) qui est à l'origine d'importantes érosions sur des points hauts (horsts ou sommets de blocs basculés) et du dépôt de sédiments liasiques dans différents fossés ;

— le stade postrift (fin du Dogger-Crétacé inférieur) correspondant à l'effondrement de la marge menant à la généralisation de la sédimentation pélagique.

A partir du Crétacé supérieur, cette portion de la marge se différencie en deux domaines distincts :

— le domaine le plus externe (le Briançonnais interne) demeure dans une ambiance de sédimentation pélagique jusqu'à l'Éocène inférieur et est gagné par les déformations synmétamorphes seulement au cours de l'Éocène moyen-supérieur ;

— le domaine le plus interne (le Piémontais *s.s.*) est gagné par une sédimentation détritique synorogénique au moins dès la base du Crétacé supérieur (dépôts actuellement métamorphiques présentant un faciès Schistes lustrés) et est affecté par des déformations synmétamorphes dès le courant du Sénonien.

Unités briançonnaises internes

Elles sont constituées de terrains prétriasiques et de couvertures alpines mésozoïques et cénozoïques. On y distingue différents ensembles d'unités, caractérisés chacun par un même type de série stratigraphique (fig. 1, en pages centrales). Ce sont, dans l'ordre actuel de recouvrement tectonique, de bas en haut :

— les unités de type **Lombards—mont Pourri**. Elles correspondent aux unités les plus externes du secteur. Elles sont impliquées localement dans des plis couchés occasionnant des flancs inverses (pli du versant sud des rochers de Pierre-Brune à déversement apparent Sud ; pli du flanc est du mont Pourri à déversement apparent Est). Elles sont constituées essentiellement de termes paléozoïques qui montrent localement des éléments d'une couverture alpine réduite dont les premiers termes sont rapportés, sur le secteur considéré, au Jurassique moyen-supérieur (Raoult *et al.*, 1984 ; Deville, 1986a, 1987 ; Jaillard, levés inédits ; « séries de type Acceglio »). Elles correspondent probablement à un sommet de bloc basculé formé lors du rifting téthysien ;

— les unités de type **Val-d'Isère**. Elles chevauchent les unités précédentes bien qu'elles apparaissent, par endroits, sous les terrains du mont Pourri à la faveur de déformations plicatives de nappes (flanc inverse du mont Pourri). Elles correspondent à un ensemble de terrains très écaillés et plissés dont le détail des unités n'a pas été précisé sur le schéma structural (se référer à la carte géologique). Elles sont constituées quasi exclusivement de couvertures alpines. Dans ces unités, les termes postliasiques reposent sur les carbonates du Trias moyen-supérieur (Ellenberger, 1958 ; Marion, 1984 ; Deville, 1986a, 1987 ; séries briançonnaises « classiques ») ;

— l'unité de la **Grande-Motte**. Elle recouvre l'ensemble des unités précédentes et apparaît intimement plissée avec elles, sur sa bordure interne, en structures « en retour » à déversement apparent Est (secteur de la roche des Fours et du plan des Fours). Elle représente une entité structurale majeure dont la série est très constante dans l'ensemble de la Vanoise interne. Cette série se caractérise par un Lias épais, stratigraphiquement intercalé dans des formations présentant, par ailleurs, des caractères typiquement briançon-

nais. Pour cette raison, l'origine paléogéographique de l'unité de la Grande-Motte fut longtemps controversée mais les travaux de terrain récents s'accordent pour lui attribuer une origine intrabriannonnaise (Caron et Gay, 1977 ; Deville, 1986a, 1987 ; Jaillard *et al.*, 1986 ; Dondey, 1986). Elle correspond à un fossé formé lors du rifting ;

— les unités de type **val de Rhêmes—Calabourdane**. Elles forment de vastes affleurements en haut val de Rhêmes où elles sont intimement déformées avec les Schistes lustrés du secteur de la Grande-Sassière. Elles se prolongent, vers le Sud, jusque dans la vallée de la Calabourdane où elles forment un ensemble de terrains très écaillés qui chevauchent localement l'unité de la Grande-Motte. Dans ces unités, le Crétacé supérieur—Éocène inférieur est, par endroits, directement en contact stratigraphique sur les formations paléozoïques (Boussac, 1913-1914 ; Marion, 1984 ; Deville, 1986a, 1987). Elles correspondent probablement également à un sommet de bloc basculé ;

— les unités de type **Tsanteleina-les Fours**. Elles représentent les unités briannonnaises les plus internes du secteur et recouvrent l'ensemble des unités précédentes sur la bordure orientale du Briannonnais. Elles sont caractérisées par l'abondance de brèches catastrophiques (mégabrèches) d'âge jurassique, en partie, mais surtout d'âge crétacé supérieur (Paléocène — Éocène inférieur *p.p.* ?). Elles correspondent manifestement à la bordure interne du domaine briannonnais.

Unités piémontaises s.s.

Ces unités sont constituées de termes prétriasiques (socle antéalpin du massif du Grand-Paradis) et de lambeaux de couvertures alpines en grande partie décollés de leur soubassement stratigraphique initial. Ce sont :

—l'unité du **Grand-Paradis** et sa couverture pour partie décollée. Elle correspond à une vaste fenêtre, apparaissant sous les unités océaniques à la faveur d'une large voussure anticlinale dont on n'observe, sur le secteur considéré, que la retombée occidentale. Le socle antétriasique (essentiellement constitué d'orthoogneiss) est écaillé dans la partie occidentale du massif (contacts anormaux injectés de cargneules notamment dans le secteur du col du Nivolet). Localement, les gneiss du Grand-Paradis présentent des éléments d'une couverture alpine réduite restée adhérente, dont les premiers termes sont attribuables au Jurassique supérieur (*cf.* Deville, 1987). Pour le reste, cette couverture (constituée essentiellement de calcschistes crétacés) est en majeure partie décollée de son substratum et est représentée sous la forme de diverses écaillés, intimement associées à des cargneules, qui apparaissent sur la périphérie du massif ;

—l'unité du **Prariond** et l'unité des **Plates du Vallonnet**, qui constituent deux lambeaux de couverture décollés de leur substratum originel et entraînés au front des unités océaniques. L'ensemble correspond au « faisceau du Prariond » de F. Ellenberger (1958). Elles sont écaillées au contact avec le Briannonnais par l'intermédiaire de zones de cargneules associées à des lambeaux de calcschistes et de serpentinites. Vers le Nord, elles plongent sous le Briannonnais (roc de Bassagne, haut val de Rhêmes), alors que vers le Sud elles se séparent en deux diverticulations distinctes déformées au sein des unités océaniques : d'une part, l'unité des Plates du Vallonnet se

biseaute tectoniquement au sein de la digitation de l'Iseran et, d'autre part, l'unité du Prariond demeure au contact avec le Briançonnais qu'elle tend à recouvrir structuralement au Sud du Fornet (*cf.* schéma structural). Dans l'unité du Prariond, les marbres attribuables au Malm reposent sur une base du Trias supérieur—Lias, alors que dans l'unité des Plates du Vallonnet ils reposent directement sur le Trias supérieur (fig. 1).

Unités du domaine océanisé téthysien

Ces unités sont issues du secteur alpin de la Téthys, qui correspond à un domaine à substratum ultrabasique ou gabbroïque selon les endroits (domaine océanique atypique sans complexe filonien ou accumulations importantes de laves en coussin). Il s'agit probablement d'un espace océanique incomplet où l'ouverture téthysienne (séparation des continents Europe—Apulie) a mis à jour les péridotites du manteau supérieur, en partie intrudées par des poches ou des petites chambres magmatiques gabbroïques. On considère généralement que les gabbros ont cristallisé précocement, sous une croûte continentale en cours d'amincissement lors du rifting téthysien (Lias—Dogger), et que l'ouverture a eu lieu plus tardivement, au cours du Callovo-Oxfordien, pendant l'effondrement en milieu pélagique des marges continentales voisines. Cette ouverture s'est accompagnée de la serpentinisation des roches ultrabasiques et de la bréchification du fond océanique, serpentineux et gabbroïque, pendant sa mise à l'affleurement. Puis se sont déposés les premiers sédiments pélagiques du Jurassique—Berriasien et, ultérieurement, d'importants dépôts synorogéniques calcaréodétritiques d'âge crétacé (actuellement métamorphiques : Schistes lustrés), dont une grande part est d'âge crétacé supérieur basai. On interprète ces derniers comme la conséquence sédimentaire du début de la fermeture du domaine océanisé téthysien. Ils sont probablement liés à la mise en nappe d'unités dans l'espace océanique en cours de fermeture.

On sépare les unités issues du domaine océanisé téthysien en trois grands ensembles, à caractéristiques stratigraphiques, métamorphiques et structurales voisines, qui représentent probablement trois nappes majeures superposées.

Les **unités inférieures** correspondent à un empilement de plusieurs écaïlles chevauchant le socle et la couverture du massif du Grand-Paradis. Elles montrent un soubassement ophiolitique bien développé (essentiellement des serpentinites), présent notamment dans les environs de Bonneval-sur-Arc. Ces ophiolites montrent, dans la majorité des cas, au moins des éléments de leur propre couverture sédimentaire originelle. Ces unités ont été affectées, dès le Sénonien, par un métamorphisme HP-BT de faciès éclogitique ; elles représentent un équivalent méridional de la zone de Zermatt—Saas, en Valais.

Les **unités médianes** chevauchent les unités précédentes et sont déformées à leur front avec les unités briançonnaises internes. Elles ne montrent des témoins d'un ancien substratum de type océanique qu'à leur base, sous la forme d'écaïlles d'ophiolites associées à des termes de couverture peu

épais. Pour le reste, l'essentiel de ces unités est constitué de métasédiments (Schistes lustrés) de la base du Crétacé supérieur, où sont intercalés localement des corps ophiolitiques ou siliceux massifs. Ces unités ont été affectées par un métamorphisme de faciès schiste bleu à lawsonite repris en faciès schiste bleu à zoïsite-épidote.

Les **unités supérieures** chevauchent les unités précédentes dans la klippe complexe de la Sana. Elles ne montrent, elles aussi, des témoins d'un soubassement océanique que sous forme de corps d'ophiolites traînés à leur base. Lithologiquement, elles se caractérisent par la présence de marbres massifs d'âge crétacé supérieur. Les paragenèses métamorphiques de haute pression présentes dans ces unités sont du faciès schiste bleu à lawsonite.

Nappe sommitale de la pointe du Grand-Vallon

Cette nappe couronne l'édifice structural du secteur considéré. Elle est constituée d'une formation flyschoidé terrigène, d'âge crétacé terminal, dont le substratum stratigraphique originel n'est pas connu. Il n'est donc pas possible de préciser directement son domaine d'origine, qu'il soit de marge continentale ou qu'il soit océanique. D'ailleurs, il est très probable que cette formation ne soit pas à replacer en terme de marge ou d'océan puisqu'en effet, étant donné son âge, il est vraisemblable que, lors de sa sédimentation, l'océan téthysien et la bordure de la marge européenne étaient déjà impliqués dans des déformations synmétamorphes. En fait, probablement ces dépôts se sont-ils sédimentés sur la cicatrice du domaine océanique téthysien déjà suturé. La nappe de la pointe du Grand-Vallon a été impliquée dans des déformations synmétamorphes d'âge nécessairement tertiaire (étant donné l'âge de la formation qui la constitue), probablement contemporaines du métamorphisme mésoalpin qui affecte le Briançonnais interne.

DESCRIPTION DES TERRAINS

UNITÉS BRIANÇONNAISES INTERNES

Socle antétriasique

S. Cristallin indifférencié (anté-Permien). Les terrains antépermieniens du Briançonnais de la feuille Tignes ont fait l'objet d'études trop partielles pour permettre d'y proposer un découpage lithostratigraphique et cartographique précis. L'essentiel de ces terrains correspond à une série détritique de micaschistes albitiques, de couleur verte à brune, à quartz, albite généralement granoblastique, chlorites, micas blancs, biotites, épidotes, amphiboles bleues, + sphène, + ankérite, + calcite interstitielle, ± apatite et hématite. Ces micaschistes sont parfois graphiteux et pyriteux.

Par endroits, ils sont intercalés de niveaux de **quartzites phylliteux** jaunes (SQ) et de lits de metabasites (prasinites rubanées, amphibolites) correspondant probablement à d'anciens horizons volcano-détritiques. Localement, certains corps de metabasites montrant des reliques de plagioclases,

hornblendes, pyroxènes ouralitisés et ilménite, pourraient correspondre à d'anciens gabbros intrusifs dans cette série détritique (notamment dans le massif du mont Pourri : la Savinaz, la Martin). Signalons également que dans la retombée nord du mont Pourri (feuille Sainte-Foy-Tarentaise) ont été décrits des métamicrogranites intrusifs dans cet ensemble paléozoïque (Ellenberger, 1958 ; Marion, 1984).

L'essentiel de l'« Antépermien » de la feuille Tignes ne semble pas présenter de reliques d'un métamorphisme antéalpin ; il pourrait s'agir de terrains du Paléozoïque supérieur (Dévono-Dinantien ?). Cependant, localement, certains faciès de micaschistes à grenats (mont Pourri, val de Rhêmes) pourraient toutefois représenter les témoins d'un socle polymétamorphique plus ancien, mais une analyse lithostructurale et pétrographique détaillée de ces terrains reste à faire.

r. **Gneiss et micaschistes albitiques verts (Permien)** intercalés de quelques lits prasinitiques. Ce terme passe progressivement au suivant avec lequel il est souvent difficile de définir une limite précise.

r-t. **Quartzites phylliteux verts (Permo-Trias)** à éléments quartzeux blancs ou roses (d'origine rhyolitique probable) et quelques nodules ou lits ankéritieux.

Couverture alpine

tQ. **Quartzites (Trias inférieur)**. Ce sont des quartzites francs plus ou moins micacés, de couleur blanche ou vert clair, parfois pourprée. Ils apparaissent en grandes dalles, d'épaisseur irrégulière, séparées par de minces interlits phylliteux. Localement on y observe des stratifications obliques et des *ripple-marks*.

tc1. **Dolomies et marbres à faciès vermiculés (Anisien inférieur)**. Ces niveaux (50-60 m) sont présents au tunnel du Franchet où ils apparaissent en contact stratigraphique avec les quartzites du Trias inférieur par l'intermédiaire de lits de schistes noirs quartzeux. Les dolomies sont de couleur noire à gris clair. Les marbres sont gris à noirs et sont couverts de pistes ou de terriers ; ils fournissent des articles de crinoïdes (*Dadocrinus* ; Marion, 1984).

tC2. **Marbres et dolomies (Anisien moyen-supérieur)**. Les marbres sont gris clair et constituent l'essentiel de ce terme (50-100 m). Ils sont associés à quelques bancs décimétriques à métriques de dolomies blanches ou jaunes.

tC3. **Marbres rubanés (Anisien terminal—Ladinien inférieur)**. Ce sont des marbres gris, parfois légèrement verts ou rosés, rubanés de minces bandes dolomitiques (100 à 150 m). On y rencontre fréquemment de petits oolites dolomitiques et des éléments dolomitiques blancs de dimension jusqu'à métrique (notamment au rocher de Belvedere). Ces marbres fournissent des encrines, des diplopores et des gastéropodes.

tC4. **Dolomies (Ladinien supérieur)**, comprenant de bas en haut :

— des dolomies noires associées à quelques niveaux de marbres noirs parfois bréchiques (20-30 m) ;

— des dolomies claires (50-100 m) montrant un fin rubanement constitué d'alternances centimétriques à décimétriques de lits blanchâtres et de lits grisâtres. Des laminations algaires et des brèches de dessiccation y sont fréquentes. Ces dolomies fournissent localement des diplopores (notamment au rocher du Charvet) ;

— des dolomies brunes (20-30 m), débutant par un horizon de schistes dolomitiques rosés (niveau d'émersion ?). On y trouve localement un niveau de silex noirs (notamment au rocher du Charvet). Ces dolomies ont fourni *Myophoria goldfussi* au rocher de Bellevarde (Ellenberger, 1958).

tC5. **Dolomies bréchiques grises ou noires (Carnien ?)**. Cette formation, très riche en niveaux de brèches intraformationnelles, montre localement quelques intercalations de marbres gris ou blancs (les roches Blanches dans la vallée de la Rocheure, secteur de la cascade du Manchet et de la roche des Fours).

Elle renferme également fréquemment des intercalations de *schistes* noirs pélitiques (tS) plus ou moins chargés en venues quartzo-feldspathiques, parfois bréchiques à éléments carbonatés. Ces schistes noirs ont fourni, à la cascade du Manchet, des vestiges de plantes (Ellenberger, 1958), des microgastéropodes et des foraminifères (*Glomospira* sp. et *Glomospirella* sp. ; Deville, 1987).

tC6. **Dolomies blondes (Norien)**. Ces dolomies sont représentées en de nombreux endroits à la fois dans les unités de type Val-d'Isère (plan des Nettes), dans l'unité de la Grande-Motte (versant est de la Grande-Casse, Petite-Balme, rochers de Pierre-Brune, combe du Pisset, plan des Fours) et dans les unités de type Tsanteleina—les Fours (pointe de l'Arcelle, pointe de Bazel, pointe de Calabre).

Il s'agit de dolomies à cassure beige clair à blanche, parfois grise, et à patine grise ou jaune orangé. Elles se présentent en gros bancs d'épaisseur décimétrique à plurimétrique. Les interlits de ces bancs dolomitiques sont constitués de niveaux schisteux verdâtres, parfois roux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique ; ils doivent correspondre à d'anciens lits argileux et peut-être, en partie, à des métacinérites par comparaison avec des niveaux identiques de même âge décrits dans d'autres secteurs des Alpes.

Cette formation est datée en Vanoise par *Worthenia* du groupe *contabulata* associé à *Myophoria goldfussi* (Ellenberger, 1958).

tC7. **Séquences argilo-carbonatées du Rhétien**. Sur la feuille Tignes, ces niveaux ne sont représentés avec certitude que dans l'unité de la Grande-Motte (Petite-Balme, plan de la Gasta, combe du Pisset, plan des Fours). Il s'agit de séquences argilo-carbonatées (dolomies sombres, marbres noirs, schistes argilitiques noirs) qui, dans le détail, présentent des successions très diversifiées (cf. Ellenberger, 1958 ; Deville, 1987).

Ces niveaux fournissent différents type de gastéropodes (dont des *Procerithium*), des brachiopodes (térébratules), des foraminifères (dont *Trocholina sp.*, *Spirillina cf. liasica*, *Glomospirella sp.*, *Glomospira sp.*), des plaques d'échinodermes, des radioles d'oursins et des polypiers branchus attribués au genre *Rabdophyllia*. Certaines lumachelles sont riches en avicules, gervillidés, cyprinidés, cardites et gros lamellibranches (dont des mégalodontes).

Le Rhétien de l'unité de la Grande-Motte repose sur les dolomies du Norien sans discordance apparente. On considère que sa limite supérieure est représentée par un niveau très constant, riche en polypiers branchus.

11-2. Séquences argilo-carbonatées de l'Hettangien. Ce sont des calcschistes et des marbres noduleux sombres dans lesquels sont intercalés quelques bancs de dolomies à cassure noire et à patine jaune. Ces niveaux sont bien représentés à la Petite-Balme sur une douzaine de mètres d'épaisseur.

13. Marbres massifs (Sinémurien inférieur?). Il s'agit de marbres gris clair à noirs, parfois légèrement colorés en rouge, avec des lits schisto-dolomitiques et de rares lits siliceux. Ces marbres sont localement bréchiques à éléments de Norien et de Rhétien—Hettangien (versant sud de la Grande-Motte). Ils sont discordants à leur base et peuvent reposer directement sur le Norien. Ils fournissent des sections de pentacrines (Gignoux, 1924) et de fréquentes bélemnites courtes cylindro-coniques (Ellenberger, 1958).

I. Calcschistes et marbres sombres à lits siliceux (Lias indifférencié). Ces niveaux correspondent au Lias à faciès dit « prépiémontais » de F. Ellenberger (1958). Ils sont toujours plus ou moins phylliteux et ankériteux. Localement, certains faciès sont très riches en matière organique (schistes graphiteux). Cette formation est bien représentée dans l'unité de la Grande-Motte où elle constitue l'essentiel des parois du massif Grande-Casse—Grande-Motte ; elle est également présente, localement, dans les unités de type Tsanteleina—les Fours (val de Rhêmes, Fornet, pointe de l'Arcelle).

La monotonie de cette formation et l'intensité des déformations qui l'affectent ne permettent pas actuellement d'y proposer de coupures stratigraphiques. Ces niveaux remanient fréquemment à leur base des éléments de dolomies noriennes et de carbonates du Rhétien—Hettangien ; certains éléments atteignent des dimensions décamétriques à la base sud-est de la Grande-Motte. Cette formation est discordante et peut reposer directement sur les dolomies du Norien.

Dans le massif de la dent Parrachée (feuille Modane), elle a fourni, vers sa base stratigraphique, une *Arietites*, probablement un grand *Paltechioceras* du Sinémurien supérieur (Dondey, 1986), mais il est probable que cette formation monte plus haut dans le Lias (Lias moyen-supérieur ?).

jmBr. Brèches chaotiques polygéniques (Callovo-Oxfordien) des unités de Val-d'Isère. La matrice de ces brèches est constituée soit de sables dolomitiques jaunes ou brun clair, plus ou moins siliceux et associés à des lits argilitiques verdâtres, soit de marbres gris parfois colorés en vert ou en rouge ; elle a fourni de grandes bélemnites (*Hibolites*), des crinoïdes (*Phyllo-*

crinus), des sections d'*Aptychus*, des ammonites (*Lytoceras* ?), des polypiers (*Haplarea* sp.), des foraminifères, des grilles d'échinodermes, des lamelli-branches et des gastéropodes.

Ces brèches remanient des éléments de toutes tailles, jusqu'à de véritables klippes sédimentaires hectométriques {cf. Deville, 1987} ; les éléments sont des quartzites du Trias inférieur, divers marbres et dolomies du Trias et de l'Hettangien, souvent fossilifères (lumachelles, polypiers branchus), des calcschistes et marbres liasiques, parfois fossilifères (foraminifères : *Lenticulina* sp., *Trocholina* ?, *Involutina* ?, *Planinivoluta* ? et ammonites : *Amioce-
ras*).

La partie supérieure de ces brèches montre très fréquemment des faciès de sédimentation condensée, riches en ammonites indéterminables et associés à des passées hématitiques (faciès « ammonitico rosso »). L'ensemble se termine généralement par un encroûtement hématitique et siliceux bien continu, attribué à l'Oxfordien—Kimméridgien (microfaunes à protoglobigé-
rines, saccocomidés, épistominidés et radiolaires), qui marque le passage aux marbres du Jurassique supérieur.

j. **Marbres clairs (Callovien-Berriasien p.p. ?)** Ce sont des marbres généralement homogènes blancs à gris, parfois rosés ou verdâtres, correspondant à d'anciens calcaires pélagiques. Leur épaisseur est variable mais généralement faible, entre 1 et 10 m. Cependant, localement ils peuvent manquer totalement, par érosion ou par non-dépôt, alors qu'à d'autres endroits ils montrent une puissance supérieure à 100 m (notamment dans l'unité de la Grande-Motte). Épisodiquement on y observe des brèches intraformationnelles et parfois aussi des structures concentriques correspondant probablement à d'anciens oncolites (notamment à leur sommet stratigraphique, dans la retombée nord-est de la Grande-Motte). Il n'est pas rare d'y observer, également vers leur sommet stratigraphique, des silex soit en rognons isolés, soit en niveaux tabulaires (très fréquents dans l'unité de la Grande-Motte).

Aucun fossile ne permet de dater valablement cette formation. Localement, il est probable que ces marbres débutent dans le Callovien (notamment certains **marbres sombres** de base à intercalations de quartzites gris ou noirs présents dans l'unité de la Grande-Motte : jmQ), mais l'essentiel de la formation est généralement rapporté au Jurassique supérieur ; il n'est cependant pas exclu qu'elle puisse monter localement dans la base du Crétacé (Berriasien), par comparaison avec des niveaux datés dans les unités briannonnaises non métamorphiques.

jBr. **Marbres bréchiqes et brèches polygéniques jurassiques** des unités de type val de Rhêmes—Calabourdane et de type Tsanteleina—les Fours (= « brèche du Santel » de F. Ellenberger, 1958). Dans ces unités, la formation précédente présente systématiquement des faciès bréchiqes. On y rencontre des éléments, de taille jusqu'à pluridécamétrique, de carbonates et de quartzites du Trias et de micaschistes paléozoïques. Fréquemment, cette formation à matrice de marbres clairs renferme des lits détritiques parfois siliceux mais généralement dolomitiques, de sorte qu'elle peut mimer l'aspect de séquences calcaréo-dolomitiques triasiques (haut val de Rhêmes, pointe de l'Arcelle).

c-e. **Marbres chloriteux (Crétacé « moyen » — Éocène inférieur).** Ce sont des marbres phylliteux (chlorites et micas blancs) et siliceux, bruns à verts. Ils correspondent à d'anciens calcaires pélagiques. Ils sont fréquemment associés à des encroûtements minéralisés (polymétalliques et phosphatés), généralement fossilifères. Ces derniers comprennent des niveaux de l'Albien (à *Ticinella* sp.), du Cénomaniens (à *Rotalipora* sp.), du Turonien (à *Helvetotruncana helvetica*), du Sénonien inférieur (à diverses formes bicarénées du type *Marginotruncana* et *Dicarinella*), du Maastrichtien (à *Globotruncana stuarti*, *G. stuartiformis*, *G. falsostuarti*, *G. arca*, *Rugoglobigerina* sp., *Rosita contusa*, *Abathomphalus mayaroensis*) et du Paléocène—Éocène inférieur (à *Subbotina* sp., *Planorotalites* sp., *Morozovella velascoensis*, *Acarinina* sp., *Truncorotalia* sp., *Morozovella aragonensis*). Il est à noter que, fréquemment, les marbres chloriteux d'âge tertiaire reposent stratigraphiquement directement sur les marbres du Malm (plan des Nettes, Grande-Motte).

Enfin, il doit être souligné que les unités briançonnaises les plus internes (unités de type val de Rhêmes—Calabourdane et surtout unités de type Tsanteleina—les Fours) présentent la caractéristique de renfermer des **brèches polygéniques à matrice de marbres chloriteux** (cBr) qui prennent localement des caractères de mégabrèches catastrophiques dont l'épaisseur actuelle peut être d'ordre plurihectométrique (« brèches de la Tsanteleina » ; Ellenberger, 1958). Ces brèches ont fourni des sections de foraminifères planctoniques bicarénés du Crétacé supérieur (Ellenberger, 1958; Deville, 1986 a, 1987). Elles remanient tous les termes des séries briançonnaises jusqu'au Paléozoïque (marbres blancs et brèches polygéniques jurassiques, calcschistes liasiques, carbonates et quartzites triasiques, micaschistes paléozoïques) sous la forme d'éléments de toutes tailles, jusqu'à plurihectométriques. Fréquemment également, on y observe des niveaux détritiques micaschisteux ou ovarditiques issus de remaniements de matériel paléozoïque (« socle reconstitué »). Certains affleurements cartographiés en Permien dans la région du Chevril et en haut val de Rhême pourraient correspondre, en partie, à ce type de niveaux détritiques d'âge crétacé supérieur.

Métatufs volcaniques (Maastrichtien—Paléocène). Ces dépôts volcanogènes n'ont été identifiés que dans la retombée nord-est de la Grande-Motte où ils atteignent, au plus, une cinquantaine de centimètres d'épaisseur ; ils ne sont donc pas représentés sur la carte. A cet endroit, ils recouvrent des encroûtements minéralisés dont la partie supérieure est datée du Maastrichtien, et ils sont eux-mêmes surmontés par des marbres chloriteux renfermant des nodules à microfaunes paléocènes.

Ce sont des roches vert clair à grises, à grain très fin. Au microscope, elles sont constituées d'un assemblage de phénocristaux apparaissant dans une matrice cryptocristalline. Les phénocristaux sont des plagioclases (albite-oligoclase) dérivant de plagioclases plus calciques et sont, en grande partie, épigénisés en carbonates et séricités. La matrice est finement cristallisée en chlorite, quartz, albite, agrégats de minéraux titanifères (ilménite et anatase), micas blancs (phengite et paragonite), carbonates, opaques, ± amphibole bleue, ± pumpellyite.

Ces roches correspondent probablement à d'anciennes cendres volcaniques (dont l'origine peut être lointaine) tombées en pluie sur le fond marin (origine volcano-sédimentaire). Du point de vue chimique, ces roches présentent des affinités alcalines par leurs fortes concentrations en TiO_2 (3 à 4,5 %), FeO total (16 à 18 %), P_2O_5 (0,25 à 0,4 %), Zr (250 à 340 ppm), Nb (20 à 45 ppm) et leur net enrichissement en terres rares légères (Deville, 1987).

eF. Schistes de Pralognan (Éocène). Il s'agit du dernier terme préservé, non daté, des séries Briançonnaises internes. Généralement d'épaisseur modeste (quelques mètres à une cinquantaine de mètres), ces schistes prennent localement une puissance importante (plusieurs centaines de mètres) notamment dans la vallée de la Calabourdane et la tête de l'Arolay. Cette formation, à caractères flyschoides, se compose de schistes noirs et de calcschistes sombres irrégulièrement intercalés de lits, généralement centimétriques à décimétriques, de marbres siliceux bruns.

Certaines de ces intercalations calcaires, de forme lenticulaire, peuvent prendre une épaisseur importante (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres) et mimer les faciès des marbres chloriteux sous-jacents ces **lentilles marmoriennes** ont été notées eFC ; on les interprète comme des résédimentations de boues pélagiques plus anciennes (d'âge crétacé supérieur à éocène inférieur).

Les seuls fossiles découverts dans cette formation, en Vanoise, sont des algues calcaires (lithothamniées ? ; Ellenberger, 1958), des globigérines et globorotalidés indéterminables (Broudoux, 1985) et des gastéropodes indéterminables (Deville, 1987) ; l'âge précis de ces niveaux ne peut donc être précisé par des arguments paléontologiques directs. Cet âge est cependant nécessairement post-ou intra-Éocène inférieur (microfaunes de tel âge présentes dans les marbres chloriteux sous-jacents ; cf. *supra*) ; il est par ailleurs antérieur au métamorphisme mésoalpin qui affecte le Briançonnais interne et qui est daté vers 38-40 Ma, c'est-à-dire dans le courant de l'Éocène moyen ou supérieur selon les échelles géochronologiques.

UNITÉS PIÉMONTAISES (s.s.)

Socle du massif du Grand-Paradis

Il comprend des formations métamorphiques variées ortho- et paradérivées. On y a distingué trois ensembles principaux.

ξ¹ζ¹⁽²⁾. Série métamorphique ancienne d'âge inconnu (Paléozoïque ?).

Elle constitue l'encaissant des orthogneiss du Grand-Paradis aux environs de la localité de Bonneval-sur-Arc et se retrouve en grands panneaux dans ces derniers (voisinage du refuge des Evettes, versant nord du mont Sėti, Carrot,...). Il s'agit d'une série essentiellement paradérivée, d'origine principalement volcano-terrigène, montrant des alternances irrégulières, décimétriques à décamétriques, de termes variés :

- gneiss albitiques gris, à grain fins, à rubanement millimétrique ;
- micaschistes lamelleux à micas blancs, glaucophane, grenats, biotite ;

- métaconglomérats rares ;
- quartzites feldspathiques clairs.

Il existe enfin, en plusieurs localités (notamment au Carrot), des niveaux prasinitiques (gneiss prasinitiques et prasinites) qui correspondent soit à d'anciens horizons volcano-sédimentaires, soit, pour certains qui montrent des formes ovoïdes, à d'anciennes laves en coussins.

Orthogneiss du massif du Grand-Paradis. Les études pétrographiques et géochimiques amènent à distinguer deux faciès dans ces roches initialement intrusives dans la série précédente.

$\alpha\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss œillés**, de teinte gris bleuté, à grain souvent grossier et à biotite, qui correspondent à un ancien batholite formant l'essentiel du massif du Grand-Paradis (« orthogneiss du Grand-Paradis » des auteurs). Tous les intermédiaires existent entre des faciès intensément déformés, rubanés, à foliation mylonitique très marquée, et des faciès peu déformés où est encore perceptible la texture grenue du granite* originel, ainsi que son caractère initialement porphyroïde, avec des porphyroblastes (« dents de cheval ») pouvant atteindre plusieurs centimètres de long. Le faciès moyen correspond à un gneiss à texture porphyroclastique, avec des yeux en amandes plus ou moins aplaties dans la foliation.

Au microscope on fait aisément la part des minéraux reliques et des minéraux néoformés :

— *minéraux reliques* : grands microclines souvent perthitiques pouvant inclure plagioclases et biotites, grandes biotites subautomorphes en cours de déstabilisation (exsudations de fer, présence de nombreuses aiguilles de rutile) et de fragmentation, avec inclusions d'apatites et de zircons, quelques grands quartz xénomorphes en voie de résorption dans le fond de la roche ;

— *minéraux néoformés* soulignant la foliation : quartz en tablettes polycristallines, biotites vertes, micas blancs en fin feutrage associé à l'albite et quelques granules d'épidotes provenant de la déstabilisation d'anciens plagioclases, \pm chloritoïde, \pm glaucophane, \pm jadéite, \pm grenat, \pm chlorite, \pm actinote et sphène.

Ces orthogneiss renferment de fréquentes inclusions, elles-mêmes déformées : enclaves basiques d'une part, enclaves de l'encaissant d'autre part. Les données géochimiques en cours indiquent pour ces orthogneiss des compositions de granite monzonitique. En outre, les données géochronologiques disponibles, quoi qu'anciennes, estiment, par les méthodes U-Pb et Pb total sur zircon, l'âge de mise en place du magma vers 350 Ma (Buchs *et al.*, 1962).

$r\zeta\gamma^2$. **Orthogneiss clairs** (de teinte gris clair, beige pâle, rosâtre ou bleue), leucocrates à hololeucocrates, à grains plus fins que le terme précédent, parfois ocellés, à micas blancs seuls ou à micas blancs et rares biotites. Ils forment de petits corps en septa dans les orthogneiss précédents (les Evettes, flanc ouest de l'Ouille du Midi) ou sont directe-

massif du Grand-Paradis on y remarque des horizons manganésifères oxydés à piémontite, braunite et hausmanite (Chopin, 1979 ; la Grande-Feiche, les Vardettes, le couloir de la Fontaine).

c. **Calcschistes (Crétacé indéterminé)** apparaissant sous forme de plusieurs écailles associées à des bandes de cargneules dans la première enveloppe métasédimentaire du massif du Grand-Paradis ; on les attribue à la couverture décollée de ce massif. Localement on y observe de rares intercalations de prasinites (ϵ) et de gneiss albitiques (ζ).

csc. **Calcschistes et marbres impurs (base du Crétacé supérieur)**. Ces niveaux constituent le dernier terme préservé de l'unité du Prariond et de l'unité des Plates du Vallonnet. La base de cette formation ravine légèrement et remanie, en éléments centimétriques, les marbres attribuables au Malm sur lesquels elle repose. Les calcschistes sont généralement de couleur rousse et les marbres sont siliceux et phylliteux, roux ou gris. Cette formation a fourni des sections attribuables à des globotruncanidés de la base du Crétacé supérieur (Deville, 1986a).

UNITÉS DU DOMAINE OCÉANISÉ TÉTHYSIEN

17. Serpentinites. Soubassement ultrabasique des unités océaniques. Il s'agit de serpentinites massives, de couleur vert sombre, constituées essentiellement de serpentines (chrysotile, antigorite) associées à la chlorite, \pm magnétite, \pm talc, \pm carbonates. La serpentinisation et les déformations pénétratives y ont généralement détruit les associations minérales originelles, cependant la texture de ces roches montre encore fréquemment des fantômes de minéraux primaires, centimétriques, correspondant probablement à des pyroxènes serpentinisés. Localement sont conservées quelques reliques de pyroxènes (généralement des clinopyroxènes), d'olivines et de spinelles.

Ces roches dérivent de la serpentinisation d'anciennes péridotites (probablement des lherzolites) issues de roches mantelliques anciennes serpentinisées et mises à l'affleurement, au cours du Jurassique, sur le fond du domaine océanique téthysien naissant.

17. Métagabbros du fond océanique téthysien, présents dans certaines écailles basales des unités médianes et supérieures. Ce sont soit des métagabbros magnésiens (euphotides), soit des métagabbros ferro-titanés. Ils sont constitués d'albite, d'épidote et parfois de zoisite, développées sur les sites de plagioclases, et de chlorites, d'actinotes et de glaucophanes développés sur les sites de pyroxènes. Très fréquemment sont conservées des reliques de clinopyroxène magmatique. Les termes ferro-titanés sont riches en leucoxène et rutile dérivant probablement d'anciennes ilménites.

Ces roches sont fréquemment traversées par des filons de roches basiques à grains fins, correspondant à d'anciennes dolérites. Ces filons recoupent parfois une foliation précoce « intra-océanique » bien marquée dans les métagabbros.

ΛBr. **Brèches de serpentinites (Callovien?)** constituées d'éléments de serpentinites massives et parfois de gabbros, englobés dans une matrice de serpentinoschistes (probablement d'anciens sables serpentineux). La matrice montre localement des intercalations de marbres blancs ou de marbres ankériteux jaunes (anciens dépôts pélagiques ?).

Ces brèches proviennent probablement du démantèlement des roches ultrabasiques sous-jacentes lors de l'océanisation téthysienne que l'on situe généralement durant le Callovien.

jR. **Jaspes (Callovien—Kimméridgien ?)** de couleur verdâtre, correspondant probablement à des métaradiolarites (quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur). L'âge proposé pour ces lits siliceux découle de la comparaison avec des niveaux similaires datés dans d'autres secteurs des Alpes occidentales, de Corse et de l'Apennin ligure (radiolarites datées du Callovien moyen au Kimméridgien inférieur selon les secteurs).

jM. **Marbres massifs à débris d'ophiolites (Jurassique terminal—Berriasien ?)**. Marbres massifs, blancs à bleutés, localement à éléments millimétriques à décamétriques d'ophiolites, généralement de serpentinites, parfois de gabbros (faciès de « marbres à blocs » ; 5 à 50m d'épaisseur). Dans ces marbres, le métamorphisme alpin est, par endroits, à l'origine du développement d'abondants types de minéraux: diopside, tremolite, tawmawite,... (faciès de « marbres à minéraux » ; Chopin, 1979).

L'âge proposé pour ces marbres résulte de la comparaison avec des niveaux semblables, non métamorphiques, présents dans l'Apennin ligure (calcaires à calpionelles).

c. **Schistes lustrés non différenciés (Crétacé)**. Il s'agit essentiellement de calcschistes et marbres impurs, siliceux et phylliteux, associés localement à quelques niveaux de métapélites, qui sont présents dans les unités océaniques inférieures. On y rencontre de très nombreux niveaux de prasinites correspondant à des horizons volcano-détritiques basiques, et de fréquents niveaux quartzitiques ou gneissiques représentant d'anciens grès et d'anciennes arkoses.

L'âge de ces terrains est actuellement mal connu mais s'inscrit probablement dans l'intervalle Crétacé inférieur-base du Crétacé supérieur ; en effet, ces métasédiments surmontent stratigraphiquement des termes rapportés au Jurassique terminal—Berriasien (cf. *supra*) et sont affectés par un métamorphisme HP de faciès éclogitique daté radiométriquement dans le courant du Sénonien.

Par endroits, ces niveaux sont associés à des quartzites phylliteux à grenats et amphiboles bleues correspondant à des *métaradiolarites* (R). Ces dernières renferment des concentrations manganésifères (Chopin, 1978) qui ont fourni des sections de radiolaires indéterminables (Chopin, 1979).

css. **Schistes noirs et carbonates impurs (Cénomano-Turonien à Crétacé inférieur p.p. ?)**. Formation détritique, présente dans les unités média-

ment intrusifs dans la série encaissante (environs de Bonneval-sur-Arc). Ces gneiss se caractérisent par une foliation soulignée par des rubans discontinus de micas blancs séparant des lits clairs quartzo-feldspathiques dont l'épaisseur varie, selon l'état des déformations, du millimètre au demi-centimètre. Le faciès rubané est le plus fréquent ; il peut être localement piano-linéaire (environs de Bonneval), parfois ocellé ou faiblement ocellé.

Au microscope, des micas blancs en amas polycristallins, associés à de rares biotites brun sombre et de la chlorite, adoptent une disposition lépidoblastique plus ou moins régulière. Le fond de la roche montre parfois les reliques d'anciens feldspaths potassiques en cours de granulation, et plus rarement d'anciens plagioclases proches de l'albite ; il adopte généralement une disposition granoblastique avec un caractère fortement hétérogranulaire et une constitution comprenant : quartz, microcline, albite, micas blancs en fin feutrage associé à l'albite (déstabilisation des anciens plagioclases); accessoirement on observe du sphène, de rares granules d'épidotes, de zircons et des minéraux opaques.

Les données géochimiques disponibles montrent la remarquable homogénéité de tous les échantillons prélevés entre Bonneval et le pont de la Lame d'une part, et aux environs du refuge des Evettes d'autre part. Les compositions sont celles de granites alcalins sodi-potassiques. Ces faciès, qui semblent équivalents des gneiss de type Sculari des auteurs italiens, pourraient, si cette attribution est exacte, s'être mis en place vers 300 Ma. (Chessex *et al.*, 1964).

Il faut enfin signaler que l'ensemble de ces orthogneiss est recoupé par un important cortège aplito-pegmatitique (certaines **pegmatites** ont été distinguées dans les environs du mont Sėti : *P*).

ζζ²⁻³. **Gneiss de la Cristallière (Permien ?)**. Ils forment une écaille de socle chevauchant la couverture alpine du massif du Grand-Paradis au Nord du village de Bonneval. Il s'agit d'un ensemble de gneiss à foliation très régulière soulignée par des micas blancs. Au sein de ces gneiss on observe parfois des niveaux enrichis en micas blancs ne dépassant jamais quelques centimètres de puissance et qui passent localement à de véritables micaschistes. Le faciès le plus habituel est un gneiss fin à rubanement millimétrique, beige pâle à blanc, où alternent des rubans micacés (micas blancs), et des rubans quartzo-feldspathiques fins d'où émergent parfois, de place en place, de petites ocelles de feldspaths.

Au microscope, l'assemblage est de type granolépidoblastique. Les micas blancs et rares biotites plus ou moins chloritisées, associés fréquemment à des granules d'épidotes, adoptent une disposition lépidoblastique régulière en général. Entre les lits micacés, le matériel quartzo-feldspathique présente une architecture granoblastique hétérogranulaire ; il comporte quartz, microcline, albite, micas blancs en fines lamelles ; on y observe parfois de grands clastes feldspathiques reliques (microcline) en cours de déstabilisation.

Par son caractère stratifié et la présence d'hétérogénéités lithologiques qui paraissent primaires, il semble que l'on puisse rapporter cette formation à un ensemble sédimentaire ou, plus probablement, volcano-sédimentaire. Le faciès gneissique a une composition de roche magmatique alcaline (proche des orthogneiss clairs) et une origine rhyolitique possible. Quant aux faciès micacés, leur composition traduit un caractère nettement sédimentaire avec des compositions s'approchant des pélites.

L'âge de cette formation n'est pas connu ; néanmoins, la similitude de composition avec les orthogneiss clairs amène à envisager la possibilité d'un complexe volcano-plutonique alcalin, dont l'âge permien pourrait être avancé ; il se paralléliserait alors avec des complexes analogues connus à cette époque hors du domaine alpin (Provence, Corse,...).

Couverture alpine

tQ. **Quartzites (Trias inférieur)**, formant des lambeaux dilacérés dans les calcschistes chevauchant les gneiss de la Cristallière.

tC. **Séquences calcaréo-dolomitiques (Trias moyen ?)**, apparaissant en position similaire au terme précédent.

tC6. **Dolomies blondes (Norien)**. Ce sont des dolomies à cassure grise et à patine claire, litées en bancs décimétriques à plurimétriques et d'épaisseur plurihectométrique. Elles ont été datées dans l'unité du Prariond, au lieu-dit Le Tenn-de-Rhème, par *Worthenia* du groupe *contabulata* (Ellenberger, 1958).

tC7-13. **Séquences argilo-carbonatées (Rhétien-Sinémurien inférieur ?)**. Ces niveaux, présents uniquement dans l'unité du Prariond, sont relativement peu épais (au plus une dizaine de mètres). Ils comprennent des dolomies sombres, des schistes noirs et des marbres rubanés gris ou blancs, parfois rosés. On y rencontre localement des lits de micaschistes verdâtres (gorges du Malpasset).

l. **Calcschistes et marbres sombres à lits siliceux (Lias indifférencié)**. Ces niveaux ne sont représentés que dans l'unité du Prariond (cirque du Prariond, crête et cirque des Lessières). Ils présentent des faciès assez semblables aux formations équivalentes du Briançonnais interne (unité de la Grande-Motte, unités de type Tsanteleina—les Fours), bien que généralement plus schistosés et plus phylliteux.

j. **Marbres clairs (Malm—Berriasien p.p. ?)**. Ce sont des marbres blancs ou gris clair, parfois bleutés et souvent rubanés en niveaux centimétriques gris plus ou moins foncé. Ils présentent très fréquemment des éléments dolomitiques et des lits schisto-dolomitiques (probablement des remaniements de formations du Trias moyen) ainsi que des lits ou des éléments siliceux (probablement des remaniements de formations du Paléozoïque ou du Trias inférieur). On y observe localement des structures concentriques centimétriques de nature marmoréenne (oncolites ?). Dans la couverture du

nes et supérieures, à dominante de fines alternances, centimétriques à décimétriques, de schistes noirs (hémipélagites non calcaires, riches en matière organique et déposées sous la C.C.D.*) et de lits carbonates sombres (turbidites calcaires à fraction siliceuse importante en provenance d'autres secteurs du bassin situés au-dessus de la CCD.). Elle renferme d'abondantes turbidites grossières, debris-flows et olistolites d'origine mixte, océanique (sables, graviers et blocs de basaltes, de gabbros et de serpentinites) et continentale (arkoses, grès et carbonates de plate-forme). On y rencontre localement (notamment dans le versant sud de la pointe de la Sana) des barres de marbres massifs roux, phylliteux et siliceux (probablement d'anciennes turbidites calcaires).

Cette formation a fourni des sections de foraminifères planctoniques attribuables au Cénomano-Turonien (*Rotalipora* sp. ?, *Helvetotruncana helvetica* ; Deville, 1987). Il est cependant possible que cette formation soit en partie d'âge plus ancien (Crétacé inférieur *p.p.* ?) mais cela n'a pas pu être démontré paléontologiquement.

csc. Calcschistes et marbres impurs (base du Crétacé supérieur) surmontant la formation précédente dans les unités médianes et supérieures par l'intermédiaire d'un passage de faciès rapide mais continu. Il s'agit probablement d'anciennes marnes hémipélagiques déposées au-dessus de la CCD. et renfermant des niveaux de turbidites calcaires. Cette formation est généralement pauvre en horizon détritiques grossiers, ophiolitiques ou siliceux.

Elle a fourni des sections de foraminifères planctoniques attribuables au Cénomaniens—Sénonien inférieur (*Hedbergella* sp. ? *Rotalipora* sp. ?, *Rotalipora reicheli* ?; et des formes bicarénées ; Deville, 1987). La présence de ces dernières milite en faveur d'un âge turonien supérieur—sénonien inférieur, auquel cas les foraminifères plus anciens seraient remaniés dans les turbidites calcaires.

csM. Marbres phylliteux massifs (base du Crétacé supérieur) présents dans les unités supérieures. Ce sont des marbres siliceux, micacés et chloriteux, de couleur jaune ou verdâtre. Leur faciès est assez semblable à celui des « marbres chloriteux » des séries briançonnaises ; comme ces derniers ils pourraient correspondre à d'anciens calcaires argileux pélagiques. Ces marbres ont fourni des sections de foraminifères planctoniques (*Hedbergella* sp. ? *Rotalipora* sp. ? et des morphotypes bicarénés ; Deville, 1987) ; ils sont probablement d'âge voisin de la formation précédente.

Dans ces marbres sont localement intercalés (le Grapillon) des jâsps vermiculaires (jaunes, orangés, rouges ou violacés) correspondant à des **métaradiolarites** (R). Ces jâsps sont localement associés à des encroûtements manganésifères qui ont fourni des sections de radiolaires indéterminables. Les encroûtements sont constitués essentiellement de rhodonite (silicate de manganèse). L'origine de ces métaradiolarites associées à des encroûte-

* *carbonate compensation depth* : profondeur de compensation des carbonates.

ments manganésifères demeure mal connue : soit il s'agit de dépôts radiolaritiques plus anciens (jurassiques ? ; cf. *supra*) remaniés durant le Crétacé, soit il s'agit de radiolarites réellement d'âge crétacé supérieur.

Matériel détritique grossier remanié dans les séries océaniques

Matériel d'origine océanique

ε. **Prasinites.** Métasables et brèches de basaltes tholéitiques ou de gabbros, localement à éléments de gabbros ou de serpentinites. On les interprète comme des turbidites grossières et des « debris-flows » issus du démantèlement du fond océanique.

θ. Olistolites de gabbros

Λ. Olistolites de serpentinites

Matériel d'origine continentale

ζ. **Quartzites phylliteux et gneiss albitiques.** Métagrès et méta-arkoses (paragneiss). Il s'agit de dépôt terrigènes issus de l'érosion d'une marge continentale.

ιC. Olistolites de dolomies

Matériel d'origine mixte, océanique et continentale

ζε. **Gneiss prasinitiques.** Horizons détritiques métamorphiques d'origine mixte, terrigène et ophiolitique. Ils correspondent généralement à des mélanges de matériaux gréseux ou arkosiques avec des sables de basaltes.

NAPPE DE LA POINTE DU GRAND-VALLON

cF. **Métaflysch du Crétacé terminal** présent aux pointes des Lorès. Cette formation synorogénique, décollée de son substratum originel, participe à une nappe sommitale couronnant l'édifice des Schistes lustrés. Il s'agit de séquences de calcschistes siliceux et de schistes noirs, associées à quelques niveaux quartzitiques sombres. Cette formation présente des caractéristiques d'anciens dépôts de type flysch distal formé de turbidites gréseuses ou calcaires, déposées dans un fond sédimentaire d'argiles hémipélagiques non calcaires et probablement sédimentées sous la C.C.D..

A la pointe nord des Lorès, cette formation a fourni une section foraminifère planctonique monocaréné et, plus au Sud, dans la klippe de la pointe du Grand-Vallon (feuille Lanslebourg), elle a fourni une association de foraminifères planctoniques attribuables au Maastrichtien supérieur (*Globotruncanites stuarti* ?, *Globotruncana linneiana* ?, *Globotruncanites angulata* ?, *Rosita contusa* ?, *Rosita fornicata* ? ; Deville, 1986 b).

Cette formation est à comparer (au métamorphisme près) avec le Flysch à helminthoïdes auquel elle peut être corrélée par son faciès et par son âge. Elle est associée, en divers endroits, à sa base géométrique actuelle, à des niveaux de schistes noirs, verts ou roux qu'il est possible de comparer avec le complexe de base du Flysch à helminthoïdes et qui pourraient ainsi avoir un âge plus ancien.

CARGNEULES ET GYPSES

Kr. **Cargneules.** On interprète ces roches comme des produits de dissolution ou de bréchification tectonique par fracturation hydraulique, dérivant de dolomies triasiques. Elles jalonnent les contacts anormaux majeurs et emballent fréquemment des éléments de toute taille (jusqu'à de véritables blocs-klippes plurihectométriques), dans lesquels on peut observer tous les termes des séries de marge et des séries océaniques.

tG. **Gypses et anhydrites (Carnien).** Ces roches couvrent des surfaces importantes dans les environs de Tignes-le-Lac et de Val-Claret. Elles sont systématiquement associées aux cargneules dans lesquelles elles forment fréquemment des pointements diapiriques. En majeure partie, ces roches s'observent dans les cargneules qui jalonnent le contact anormal séparant les unités Briançonnaises internes et les unités océaniques, ce qui avait conduit les auteurs à séparer une « nappe des gypses » (Ellenberger, 1958). Les flores fossiles (*Equisetum mytharum*) rencontrées dans les niveaux continentaux associés à ces dépôts évaporitiques (schistes et grès gris ou noirs : tS) indiquent un âge carnien.

QUATERNAIRE

E. **Éboulis.** Ils sont particulièrement fréquents au pied des secteurs escarpés. On n'a pas distingué ici les éboulis vifs des éboulis fixés par la végétation.

EJ. **Cônes d'éboulis et d'avalanches.** Ils occupent localement des surfaces importantes comme au pied de la face sud de la Grande-Motte et des faces est et sud de la Grande-Sassière.

Eb. **Éboulements en masse.** Ils sont parfois de grande extension comme au Sud du Fornet, au Pélaou-Blanc, à l'Ouest de la Punta Bassac et à Punta della Baletta.

EC. **Terrains glissés.** Les glissements de terrains sont fréquents sur les pentes schisteuses et dans les formations morainiques. Ils peuvent avoir un caractère relativement discret et se manifestent alors par l'allure moutonnée de la morphologie.

U. **Travertins et brèches de pentes.** Quelques placages de tufs calcaires et brèches de pente associées ont été distingués.

Jz. **Cônes de déjection actuels,** d'alimentation torrentielle, se raccordant aux alluvions récentes de fond de vallée.

UNITÉS DE LA PALÉOMARGE EUROPÉENNE

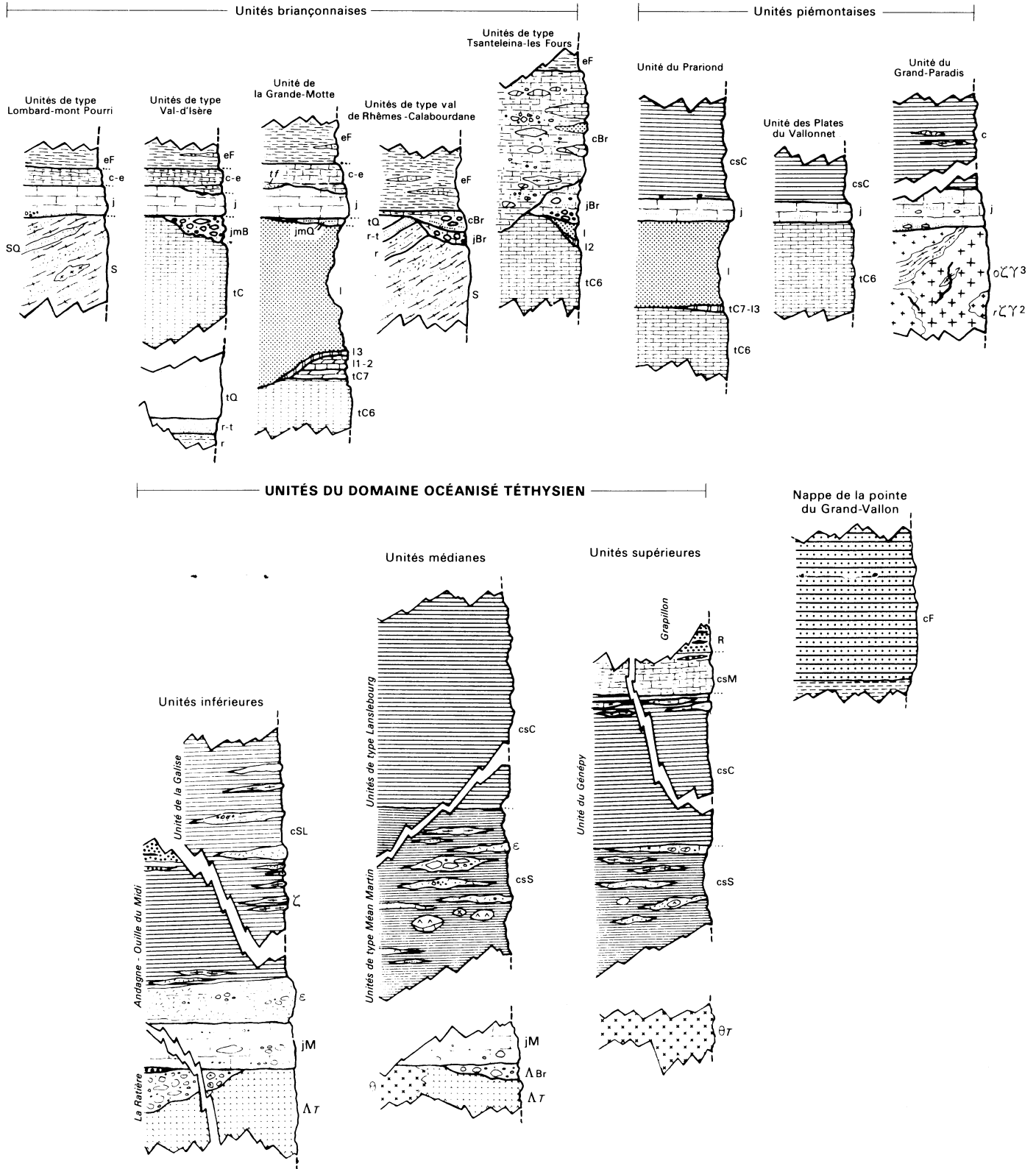


Fig. 1 - Colonnes lithostratigraphiques synthétiques (mêmes indices que la carte géologique)

Fz. **Alluvions actuelles** des fonds de vallées et des cuvettes lacustres.

Gz. **Formations glaciaires récentes à actuelles.** Moraines et épandages glaciaires des glaciers actuels ou abandonnés depuis le « petit âge glaciaire » (XVIII^e-XVII^e siècle).

Gy. **Formations glaciaires anciennes (Würm et post-Würm)** formant des placages de pentes sans formes propres, envahis par la végétation, ou des crêtes morainiques en partie émoussées.

Fy. **Alluvions anciennes** interglaciaires. Les seuls exemples distingués sont ceux des terrasses du cirque du Prariond et d'Entre-Deux-Eaux.

MÉTAMORPHISME

Les terrains antéquatérnaires situés sur la feuille Tignes sont, dans leur ensemble, métamorphiques. On y relève partout l'empreinte d'un métamorphisme alpin polyphasé qui se superpose localement à un métamorphisme plus ancien, antéalpin (fig. 2).

PARAGENÈSES CARACTÉRISTIQUES

Les reliques d'un métamorphisme antéalpin

Dans les septum de micaschistes constituant l'encaissant paradérivé des orthogneiss tardihercyniens du Grand-Paradis (ou des panneaux en enclaves dans ces derniers) ont été mentionnées, en Italie, des paragenèses d'un métamorphisme antéalpin d'âge hercynien présumé (corindon, disthène, sillimanite, oligoclase-andésine : faciès amphibolite ; Callegari *et al.*, 1964 ; Compagnoni *et al.*, 1974). Sur le versant français on ne connaît pas de reliques métamorphiques antéalpines indubitables. Toutefois, certaines biotites et certains grenats antétectoniques pourraient aussi être antéalpines ; également, certains amas de chloritoïdes pourraient correspondre à la pseudomorphose d'anciens minéraux de métamorphisme (silicates d'alumine ? ; Bertrand, 1968).

Dans les terrains paléozoïques des unités briançonnaises internes de Vanoise ont également été distinguées, localement, des formations polymétamorphiques affectées par des métamorphismes antéalpines et alpines. Des reliques d'un métamorphisme ancien de faciès amphibolite ont été décrites en détail dans les micaschistes de l'Arpont situés sur la feuille Modane à 1/50 000. Les paragenèses antéalpines y sont à hornblende, feldspath potassique, mica blanc muscovitique, grenat riche en almandin (Bocquet, 1974 a et b). Certains micaschistes à grenats présents sur la feuille Tignes (la Martin, val de Rhêmes) pourraient aussi représenter des témoins d'un socle briançonnais ancien polymétamorphique.

Les paragenèses alpines

Plusieurs épisodes successifs de métamorphisme alpin peuvent être distingués dans une évolution d'ensemble qui débute en climat haute pression et relativement basse température (faciès éclogite et schiste bleu) et qui s'achève dans des conditions de gradient géothermique plus élevé (faciès schiste vert).

Unités à métamorphisme HP-BT de faciès éclogitique

Il s'agit du massif du Grand-Paradis et des unités océaniques inférieures. Les associations minérales caractéristiques sont semblables dans ces unités.

- Les **paragenèses de HP-BT** comportent les associations :
 - omphacite-grenat-glaucophane dans les roches basiques (métavolcanoclastites, métagabbros) ;
 - talc-chloritoïde-grenat, glaucophane-chloritoïde, talc-phengite, dans des quartzites et roches alumineuses pauvres en calcium (Chopin, 1979, 1981).

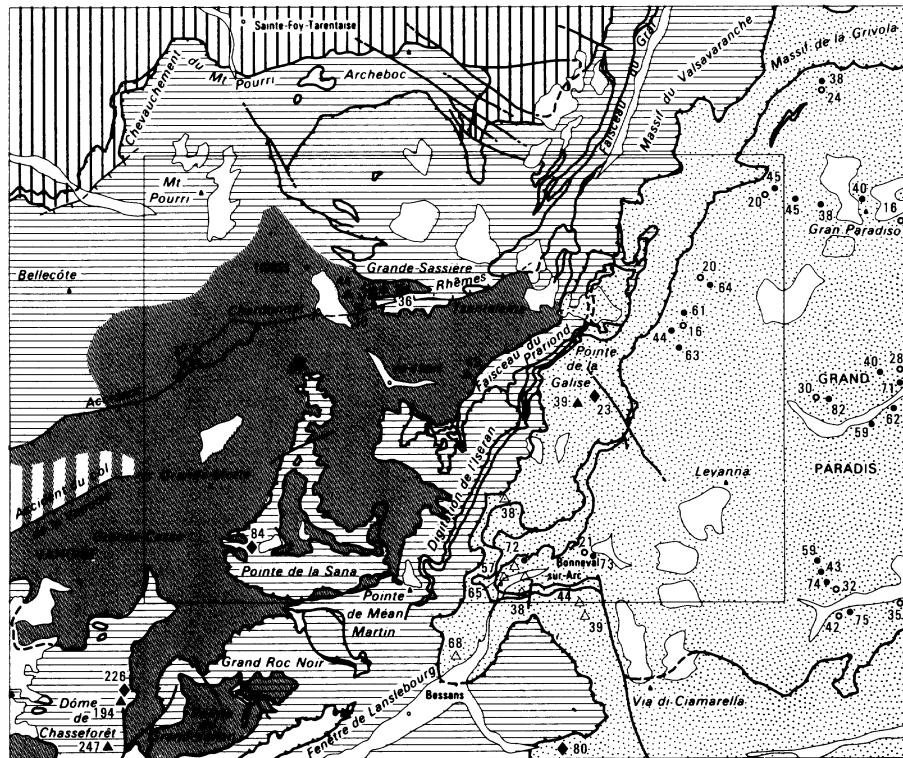
L'assemblage jadéite-quartz a été décrit dans les gneiss du Grand-Paradis (Saliot, 1978). Le diopside est présent dans certains marbres des unités océaniques inférieures. La lawsonite est absente de ces unités, les silicates calciques stables sont la zoïsite et la margarite (Chopin 1977, 1979). Une étude quantitative de certaines paragenèses HP a permis de mettre en évidence une discontinuité du métamorphisme alpin entre le massif du Grand-Paradis et les unités océaniques inférieures, avec un régime de pression plus fort dans les gneiss du Grand-Paradis (Chopin, 1981). Les travaux récents situent les conditions de cristallisation de ces assemblages HP à des pressions supérieures à 10 kbar et des températures de l'ordre de 450-500 °C (Ballèvre, 1986 ; Kiénaast et Ballèvre, 1986).

- Les **paragenèses rétro-morphiques** montrent la déstabilisation des paragenèses antérieures dans le faciès schiste vert (associations à chlorite, albite, épidotes, actinote, biotite, micas blancs, sphène). Les conditions de cristallisation de ces assemblages rétrogrades ont été estimées à $P = 4-6$ kbar, $T = 470 \pm 20$ °C (Chopin, 1979).

Unités à métamorphisme HP-BT de faciès schiste bleu

Il s'agit des unités Briançonnaises internes, des unités océaniques médianes et supérieures, ainsi que la nappe de la pointe du Grand-Vallon. Dans ces unités, il n'a pas été décrit de paragenèses éclogitiques. D'une manière générale, la cristallinité des roches y est plus faible que dans les unités océaniques inférieures et dans le massif du Grand-Paradis. Les associations minérales caractéristiques connues dans ces unités sont les suivantes.

- Les **paragenèses de HP-BT** se traduisent :
 - dans les unités océaniques médianes, par la cristallisation d'associations précoces à glaucophane-lawsonite (Salliot, 1978 ; Chopin, 1979) et carpholite (Goffé, comm. pers.), puis d'associations à glaucophane-épidote, + zoïsite (Saliot, 1978 ; Chopin, 1979), c'est-à-dire une évolution vers des condi-



ZONES DU MÉTAMORPHISME ALPIN











- 
 Faciès schiste vert de la zone houillère et du massif du Rutor
- 
 Faciès schiste bleu à lawsonite-glaucophane et lawsonite-carpholite,
 a - repris en faciès schiste vert
 b - non repris en faciès vert
- 
 Faciès schiste bleu à lawsonite-glaucophane et lawsonite-carpholite, repris en faciès schiste bleu à glaucophane-épidote + zoisite, puis en faciès schiste vert
- 
 Faciès éclogitique (avec associations à talc-phengite, talc-chloritoïde, jadéite + quartz), repris en faciès schiste vert
- 
 Datations K/Ar sur micas
- 
 Datations K/Ar sur amphiboles
- 
 Datations Rb/Sr sur micas
- 
 Datations Ar 40/Ar 39 sur micas
- 
 Datations de traces de fission sur zircons
- 
 Datations de traces de fission sur apatites

Fig. 2 - Datations radiochronologiques

tions de schiste bleu de plus haute température. Le chloritoïde est présent dans certaines roches pélitiques (Chopin, 1979).

Une évolution comparable s'observe dans le socle antéalpin de Vanoise méridionale où la jadéite et la lawsonite sont présentes (Bocquet, 1974a ; Saliot, 1978) et où ont été décrites des associations alpines à glaucophane-grenat, \pm épidote et zoïsite (Goffé, 1975 ; Saliot, 1978) ;

— dans les unités océaniques supérieures, la nappe de la pointe du Grand-Vallon et les unités briançonnaises internes, par le développement d'amphiboles bleues (Raguin, 1925 et 1930 ; Ellenberger, 1958) associées à des lawsonites (Ellenberger, 1960 ; Bocquet, 1974 ; Saliot, 1978) ; les travaux récents situent l'apex du métamorphisme HP dans les unités briançonnaises internes de Vanoise vers 6 kbar et 300-320 °C dans le faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde défini par Goffé (1982).

• Les **paragenèses rétromorphiques** montrent la déstabilisation des assemblages de HP dans des associations du faciès schiste vert identiques à celles reconnues dans les unités éclogitiques (chlorite, albite, épidotes, biotite, actinote, micas blancs, sphène ; cf. *supra*), avec une évolution vers un faciès à albite, chlorite et pumpellyite. Cette rétromorphose épargne certaines unités externes de la couverture briançonnaise de Vanoise (secteur au Nord de l'accident du col de la Vanoise) où les associations HP-BT restent stables.

DONNÉES RADIOCHRONOLOGIQUES

Les datations radiochronologiques disponibles à ce jour ont été reportées sur la carte du métamorphisme (fig. 2). D'une manière générale, les âges obtenus font ressortir les points suivants :

— les minéraux participant aux paragenèses éclogitiques dans les unités océaniques inférieures et le massif du Grand-Paradis fournissent des âges compris entre 90 et 60 Ma (âges éoalpins ; datations K-Ar sur micas et amphiboles et ^{40}Ar - ^{39}Ar sur phengites ; Bocquet *et al.*, 1974 ; Chopin et Maluski, 1978 et 1980). Certains âges de traces de fission sur zircons dans les gneiss du Grand-Paradis s'inscrivent également dans cet intervalle de temps (Carpéna, 1985). La seule datation de minéraux de haute pression dont on dispose actuellement dans les unités océaniques médianes s'inscrit aussi dans le même intervalle ;

— les minéraux de haute pression dans les unités briançonnaises internes et les minéraux rétromorphiques dans les unités océaniques inférieures et le Grand-Paradis fournissent un groupe d'âges situés vers 38-40 Ma (âges mésoalpins ; datations K-Ar, Rb-Sr et ^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas ; Bocquet *et al.*, 1974 ; Chopin et Maluski, 1978 et 1980). Des âges de traces de fission sur zircons dans des ultramytonites et les gneiss du Grand-Paradis indiquent également cette période (Carpéna et Caby, 1983 ; Carpéna, 1985).

Il est aussi à noter qu'un gradient inverse d'âges de traces de fission sur zircons par rapport à l'altitude a pu être mis en évidence dans la coupole gneissique du Grand-Paradis (âges compris entre 80 Ma vers la base et 40 Ma vers le sommet) ; il a été interprété comme la conséquence d'un réchauffement lié à la mise en place finale, au cours de l'Éocène, des unités chevauchant le Grand-Paradis (Carpéna, 1985) ;

— enfin, le groupe d'âges de traces de fission sur apatites, situé vers 20 Ma, a été interprété comme la conséquence du refroidissement de l'ensemble du Grand-Paradis sous $120 + 20$ °C. Il serait lié à une surrection du massif, de l'ordre de 2 mm/an, au cours du Miocène (Carpéna, 1985).

DISCUSSION

Les données actuellement disponibles sur le métamorphisme des terrains compris sur la feuille Tignes permettent de mettre en évidence un épisode de métamorphisme antéalpin de faciès amphibolite, représenté dans le socle ancien, et trois grands épisodes de métamorphisme alpin : le premier situé entre 90 et 65 Ma (éoyalpin), le second vers 40-38 Ma (mésoalpin) et le troisième vers 20 Ma (néoyalpin).

L'épisode éoyalpin (Sénonien) a affecté le massif du Grand-Paradis, les unités océaniques inférieures et peut-être également les unités océaniques médianes. Il s'est traduit par l'apparition de paragenèses HP-BT impliquant une surcharge supérieure à 20 km. On interprète généralement ce métamorphisme comme la conséquence de la saturation complète du domaine océanisé vers 80 Ma (c'est-à-dire dans le courant du Campanien).

L'épisode mésoalpin (Éocène moyen-supérieur) a affecté l'ensemble des terrains de la région considérée.

Dans le massif du Grand-Paradis et les unités océaniques inférieures, cet événement s'est traduit par la déstabilisation des associations de HP dans des assemblages du faciès schiste vert caractérisant une décompression globalement isotherme (Bertrand, 1968 ; Bocquet, 1974 ; Chopin, 1979, 1981).

Dans les unités Briançonnaises internes et probablement les unités océaniques supérieures et la nappe de la pointe du Grand-Vallon, cet événement s'est traduit par l'apparition de paragenèse HP impliquant une surcharge de l'ordre de 20 km. (Goffé, 1982 ; Goffé et Velde, 1984). Ces assemblages de haute pression ont ensuite été rétromorphosés, dans les unités les plus internes, par des associations du faciès schiste vert qui témoignent d'une remontée des isothermes vers un gradient géothermique continu dans l'ensemble des unités de ce secteur.

On interprète cet épisode métamorphique mésoalpin comme la conséquence de la mise en place de la nappe complexe des Schistes lustrés sur le Briançonnais et de l'enfouissement en profondeur de l'ensemble des unités lors d'un stade précoce de l'hypercollision.

L'épisode néoyalpin, caractérisé par un refroidissement, est probablement dû à une surrection importante liée à la mise en place finale des unités internes de l'arc alpin, affectées par de métamorphismes HP, sur les domaines plus externes (zone houillère ?).

DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Les données géophysiques disponibles sur le secteur de la feuille Tignes sont dues au récent programme franco-italien de géophysique profonde, ECORS-CROP Alpes (voir Bayer *et al*, 1987 ; Damotte *et al*, 1990 ; Tardy *et al*, 1990 ; Thouvenot *et al*, 1990) (fig. 3).

Sismique réflexion verticale

Les résultats de la sismique réflexion verticale font apparaître, sous le secteur considéré, une série de réflecteurs, pour l'essentiel à pendage Est, dont certains représentent manifestement des plans de chevauchement de grande ampleur.

C'est notamment le cas de 2 séries de réflecteurs subparallèles, bien marqués, qui se suivent, avec un pendage apparent de 20° E, jusqu'à l'aplomb de Val-d'Isère avant de se greffer sur un ensemble de réflecteurs subhorizontaux. La série de réflecteurs la plus occidentale correspond au front pennique ; elle plonge jusqu'à 6 s (t.d.) au droit de Val-d'Isère. Les réflecteurs à l'Est du front pennique coïncident, en surface, à l'émergence du front de la zone houillère et de l'unité du Petit-Saint-Bernard ; ils plongent jusqu'à 4 s (t.d.) sous Val-d'Isère avant de s'horizontaliser vers l'Est et de se prolonger jusque sous le massif du Grand-Paradis. L'ensemble Vanoise—Grand-Paradis semble ainsi cisailé à sa base par ces réflecteurs.

Les réflecteurs à plongement Ouest de Vanoise semblent correspondre à des contacts de nappes comparables à ceux visibles en surface (*cf.* coupes géologiques), dont le pendage actuel est lié à la voussure tardive du Grand-Paradis. Cette dernière s'observe d'ailleurs très bien sur les profils sismiques où apparaît une antiforme bien marquée dans la partie orientale du secteur.

Au-delà de 7 s (t.d.), des réflecteurs irréguliers évoquent une croûte inférieure litée pouvant correspondre à la croûte inférieure du massif cristallin externe de Belledonne qui serait ainsi chevauchée par les zones internes alpines.

Sismique réflexion grand angle

L'apport de la réflexion grand angle est de révéler une écaïlle probable de manteau vers 20 à 25 km de profondeur à l'aplomb de Val-d'Isère (limite croûte-manteau apparente vers 6 s) ; celle-ci semble entraînée au-dessus du front pennique. Plus profondément, le moho apparaît au-delà de 50 km de profondeur et se raccorde, vers l'Ouest, à la limite inférieure de la croûte du Jura qui est probablement ici chevauchée par l'ensemble massifs cristallins externes—zones internes alpines.

Gravimétrie

Les données de la gravimétrie font apparaître une forte anomalie de Bouguer négative dans l'ensemble du secteur (comprise entre —100 et

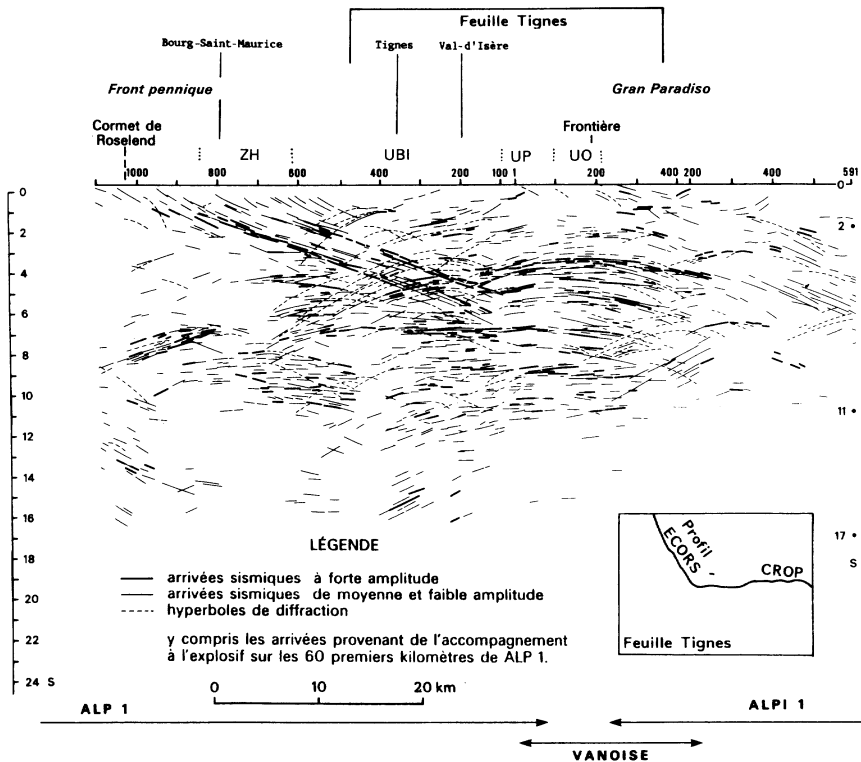


Fig. 3 - Pointé sismique du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes (secteur de la feuille Tignes; d'après Damotte *et al.*, 1990).

Altitude du plan de référence : +1500 m; la numérotation correspond à la suite régulière des points-miroir (1 unité = 40 m); l'échelle des temps est exprimée en secondes temps doubles. ZH : zone houillère; UBI : unités briançonnaises internes; UP : unité du Prariond; UO : unités océaniques

— 150 mgal). Ce résultat traduit un surépaississement crustal qui est donc en bon accord avec un empilement de plusieurs unités de croûte, envisagé d'après les données sismiques.

Ainsi, d'après les données géophysiques, il semble apparaître que ce secteur de la chaîne alpine comporte au moins deux chevauchements lithosphériques majeurs à vergence occidentale (l'un correspondant au chevauchement du massif cristallin externe de Belledonne et l'autre probablement au front pennique). Cet écaillage à l'échelle lithosphérique reflète probablement l'image des tectoniques tangentielles les plus récentes (depuis l'Oligocène supérieur) à l'origine de la structure de la chaîne actuelle (Bayer *et al.*, 1987 ; Tardy *et al.* 1990).

TECTONIQUE ALPINE

L'ensemble des terrains situés sur la feuille correspond à un complexe de nappes métamorphisées dans des conditions de haute pression (faciès éclogite et schiste bleu) ; ce complexe est charrié sur la zone houillère qui n'a subi des conditions de métamorphisme que du faciès schiste vert. Il renferme lui-même des unités d'origines paléogéographiques diverses et ayant subi une évolution tectono-métamorphique complexe et polyphasée.

Les déformations compressives alpines les plus précoces s'enregistrent probablement dès le Crétacé « moyen » par la mise en nappe d'unités dans le domaine océanique, associée à d'importantes manifestations tectono-sédimentaires (détritisme, en partie ophiolitique, déposé dans les domaines les plus internes, piémontais et océanique).

Un événement synmétamorphe a affecté le domaine piémontais et l'essentiel des unités océaniques au cours du Sénonien. Il est responsable du charriage d'unités océaniques sur le bord de la marge européenne (massif du Grand-Paradis) et est associé à des déformations plicatives de grande ampleur (plis des secteurs d'Andagne et de l'Ouille du Midi). Il porte l'empreinte de recristallisations métamorphiques en climat éclogitique (s'accompagnant notamment de nombreuses cristallisations de grenats syntectoniques dans le massif du Grand-Paradis). Ce métamorphisme HP de haut grade scelle certains plans de chevauchement (notamment les contacts séparant les unités océaniques inférieures où sont également impliquées des écailles du socle cristallin piémontais ; la Carra, la Ratière dans la partie sud de la feuille). Les âges radiométriques des minéraux de haute pression contemporains de cette tectonique synmétamorphe sont compris vers 90-65 Ma (Sénonien, âges éoalpines). A cet événement il faut probablement rapporter l'activité cassante synsédimentaire qui s'enregistre en bordure interne du Briançonnais (brèches de type Tsanteleina).

L'ensemble des unités a été impliqué dans un enchaînement de déformations compressives postérieurement à l'Éocène inférieur (âge des derniers dépôts datés dans les unités briançonnaises internes). Il est possible de caractériser pour ces déformations la succession suivante :

- **Des plis précoces synschisteux** (« P1 ») immédiatement antérieurs ou contemporains des premières structures tangentielles impliquant le Briançonnais. Ces plis sont bien décelables, à grande échelle, dans les unités briançonnaises internes où ils sont localement tronqués par les contacts anormaux précoces impliquant le Briançonnais (c'est le cas notamment des plis de la pointe du Front-Rocher de Bellevarde et de ceux du massif de Pramecou ; Marion, 1984 ; Deville, 1987). Ils sont eux-mêmes repris (avec l'ensemble des unités au sein desquelles ils apparaissent) par des déformations plicatives de nappes (cf. *infra*).

- **Des chevauchements, à vergence externe**, à l'origine d'un édifice de nappes dans lequel la nappe complexe des Schistes lustrés (englobant les unités piémontaises *s.s.*, océaniques et le flysch du Crétacé terminal) est charriée sur un empilement d'unités briançonnaises. Ils correspondent à une part importante des contacts tangentiels visibles sur le secteur, notamment à la plupart des chevauchements séparant les unités briançonnaises, au contact basai de la nappe des Schistes lustrés et au contact basai des unités océaniques supérieures et de la nappe de la pointe du Grand-Vallon. Dans ces derniers, il est à noter que sont écaillés des lambeaux de matériel briançonnais (Trias calcaréo-dolomitique associé à des cargneules).

- **Des déformations plicatives symmétamorphes, responsables de la déformation de l'édifice de nappes en plis de style pennique, à géométrie complexe** (« P2 »). Ces plis s'expriment à toutes les échelles et sont d'axe généralement courbes et d'orientation variable ; ils présentent néanmoins une direction moyenne grossièrement Est-Ouest (N 80° à N 120°). Ces plis transverses par rapport aux unités isopiques, affectent l'édifice de nappes en mêlant dans une même déformation souple les unités briançonnaises et les unités de Schistes lustrés. Ces plis se sont formés en régime de déformation intense et non coaxiale. Ils montrent des directions de déversement apparent très variables. Certains révèlent des encapuchonnements de nappes kilométriques à géométrie « en langue » ou « en fourreau » (encapuchonnements des Schistes lustrés de la Grande-Sassière sous le mont Pourri, et des Schistes lustrés de la tête de Solaise sous les rochers du Charvet et de Bellevarde ; Marion, 1984 ; Deville, 1987). D'autres sont marqués par un fort aplatissement occasionnant des structures de nappes « en flamme » (tel la digitation de l'Iseran ; cf. schéma structural et coupes géologiques).

L'ensemble des formations ont acquis, lors de ces déformations plicatives, une foliation très marquée qui devait être subhorizontale avant les bombements tardifs à grand rayon de courbure (cf. *infra*). Cette foliation est matérialisée par la cristallisation de micas blancs dans les surfaces de schistosité de plan axial qui correspondent à des surfaces d'aplatissement important. Elle moule les corps de dolomies, de serpentinites et de gabbros qui se sont comportés comme des matériaux durs et cassants lors de la déformation.

L'acquisition de la géométrie finale de ces déformations plicatives est contemporaine d'un intense étirement Est-Ouest, d'orientation remarquablement constante dans l'ensemble des unités du secteur considéré (entre N 80° et N 120°), qui est parallèle à l'orientation moyenne des axes de plis (les linéations d'étirement ont été figurées localement sur la carte). Cet étirement se matérialise par des allongements d'objets variés (éléments bré-

chiques, silex, nodules minéralisés, fossiles,...) et par un boudinage des niveaux compétents (dolomies, prasinites, serpentinites,...) ; il s'exprime à toutes les échelles, jusqu'à former de véritables boudins de nappes kilométriques (cf. les roches Blanches dans la vallée de la Rocheure). Il est associé au développement d'une linéation minérale bien marquée, caractérisée par des cristallisations orientées dans les plans de foliation (allongement de cristaux de quartz et de calcite, stries de phyllosilicates, aiguilles ou rosettes d'amphiboles bleues dont les cristaux les mieux développés sont parallèles à cette linéation, queues de cristallisation d'épidotes,...).

Il est possible d'interpréter ces structures plicatives comme la conséquence d'un même continuum de déformations compressives Est-Ouest responsables du serrage de l'édifice de nappes de Vanoise orientale.

- **Des plis ouverts et dissymétriques, à déversement Sud-Est**, reprenant les structures antérieures (« P3 »). Ces plis, qui ne s'expriment que localement, sont notamment bien représentés dans la retombée nord-orientale de la Grande-Motte. Les directions de leurs axes varient entre N 45° et N 70°. La foliation associée à ces plis est matérialisée par des cristallisations orientées de chlorites et micas blancs dans les surfaces de schistosité de plan axial. Elle montre un plongement constant vers le Nord-Ouest et est surimposée aux schistosités antérieures. Ces plis n'ont apparemment qu'une empreinte mineure dans la structure du secteur situé sur la feuille.

- **Des contacts cisailants tardifs**, non plissés, reprenant les structures antérieures. Ils s'observent notamment dans la vallée de l'Isère (Marion, 1984) et sur la bordure sud-ouest de la feuille, dans la région d'Entre-Deux-Eaux (Deville, 1987). À cette famille de contacts tardifs appartient probablement le contact unités schiste bleu sur unités éclogitiques, dont le jeu à l'affleurement correspond à celui d'une faille normale ductile (syn-schiste vert), à vergence Ouest, superposant des terrains moins métamorphiques sur des terrains plus métamorphiques.

- **De vastes voissures à large rayon de courbure**, représentant les dernières déformations compressives. La voissure principale correspond au bombement de socle du massif du Grand-Paradis qui s'exprime largement dans la partie orientale du secteur. Elle est à l'origine du redressement de l'ensemble des contacts tangentiels visibles dans les unités chevauchant le Grand-Paradis sur sa bordure ouest. Ce dispositif donne ainsi un aspect de chevauchements à vergence interne (« rétrocharriages ») à l'ensemble de ces contacts. Cette vergence n'est bien sûr qu'apparente et est liée à une surrection tardive. Une autre voissure correspond à celle du dôme de l'Arpont dont l'influence ne se ressent que sur l'extrême bordure sud-ouest de la feuille (terminaison périclinale septentrionale du bombement de l'Arpont). Cet anticlinal de nappes s'ennoie axialement vers le NNE sous la Grande-Casse, dans la partie basse de la vallée de la Leisse. Il est possible que la genèse de ces bombements tardifs soit liée au jeu de cisaillements crustaux profonds.

- **Diverses générations de failles, décrochantes ou normales**. Elles constituent les déformations ultimes de la région. Les plus significatives sont les failles, d'orientation NW-SE, de la vallée de l'Isère, du secteur de la

roche des Fours et de la bordure sud-ouest du massif du Grand-Paradis, et l'accident du Chardonnet—val de Rhêmes (*cf.* Marion, 1984), d'orientation globalement E-W. Ce dernier paraît avoir eu un jeu complexe ; en effet, à l'Ouest de l'Isère, son compartiment sud (comprenant notamment les Schistes lustrés de la klippe du Chardonnet) est abaissé par rapport à son compartiment nord ; à l'Est de l'Isère, le jeu de cette faille paraît s'inverser puisqu'en effet les Schistes lustrés de la klippe de la Sassièra semblent abaissés par rapport à l'unité des brèches de la Tsanteleina (*cf.* schéma structural et coupes géologiques).

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Histoire antéalpine

Après le dépôt des sédiments détritiques et volcano-détritiques du socle ancien ont eu lieu des déformations synmétamorphes, en faciès amphibolite, témoignant d'un événement paroxysmal de l'orogénèse hercynienne. Puis se sont déposées, dans le domaine Vanoise, d'autres formations détritiques (dévonno-dinantiennes ?) qui correspondent probablement aux conséquences sédimentaires de cette tectonique synmétamorphe. Ultérieurement, le batholite granitique tardihercynien du Grand-Paradis s'est intrudé dans cet ensemble paléozoïque (magmatisme carbonifère daté entre 350 et 300 Ma). Enfin, l'ensemble a été recouvert par une couverture de formations épivarisques du Permien.

Histoire alpine

L'élaboration de la paléomarge européenne et l'ouverture du domaine océanisé téthysien

Au Trias se déposent d'abord des sédiments détritiques sublittoraux (grès du Trias inférieur) accompagnant les distensions préliminaires de l'histoire alpine de la région ; puis l'on assiste à l'établissement d'une plate-forme subsidente sur laquelle se déposent des carbonates et évaporites du Trias moyen et supérieur (séquences calcaréo-dolomitiques et gypses).

Au Lias—Dogger, on assiste à un changement paléogéographique important caractérisant la période d'activité du rifting téthysien. Il se dépose alors d'épais sédiments liasiques dans différents sillons (Grande-Motte, Tsanteleina—les Fours, Prariond) et l'on assiste, de manière contemporaine, à d'importantes érosions sur des points hauts émergés de la région (Lombards—mont Pourri, val de Rhêmes—Calabourdane et une partie du Grand-Paradis). Cet événement est certainement lié à un fort amincissement crustal. C'est probablement dès cette période que les gabbros présents actuellement dans les unités océaniques cristallisent en profondeur, au sein du manteau supérieur encore coiffé d'une croûte continentale en voie d'amincissement.

Du Callovo-Oxfordien au Crétacé inférieur, on assiste à l'ouverture du domaine océanisé téthysien. Les conséquences de cet événement s'enregist-

trent par d'importants dépôts bréchiqes, parfois catastrophiques, déposés à la fois sur le fond océanique naissant et sur la marge européenne qui s'individualise à cette époque et s'effondre dans une ambiance de sédimentation pélagique profonde.

La fermeture du domaine océanisé et la tectogenèse alpine polyphasée

Au début du Crétacé supérieur, la bordure de la marge européenne (domaine piémontais *s.s.*) et le domaine océanisé sont envahis par des dépôts turbiditiques calcaréo-gréseux. Dans ces derniers sont interstratifiés des horizons détritiques grossiers d'origine mixte (océanique et continentale). Ces intercalations témoignent de la mobilité du fond océanique associée à l'apparition du détritisme terrigène, probablement lors des premiers événements tectoniques compressifs qui marquent le début de la fermeture du domaine océanisé.

Au cours du Sénonien, la bordure de la marge européenne (domaine piémontais *s.s.*) et une part importante des unités océaniques sont impliquées dans des déformations synmétamorphes dont témoignent les âges radiométriques éoalpines (entre 90 et 65 Ma), dont le paroxysme est situé vers 80 Ma c'est-à-dire dans le courant du Campanien. A la même époque se déposent des brèches catastrophiques à la bordure interne du domaine Briançonnais (brèches de la Tsanteleina). Cet événement tectonique correspond vraisemblablement à la fermeture de l'océan téthysien. Il est responsable de l'enfouissement en profondeur du massif cristallin interne du Grand-Paradis dans des conditions de très haute pression. Ce dernier est alors recouvert par un empilement d'unités océaniques subissant des conditions de métamorphisme de moins en moins élevées vers le haut de l'édifice. La conséquence sédimentaire de cette tectonique est un détritisme terrigène, dépourvu de matériel ophiolitique, apparaissant à partir du Crétacé terminal (Schistes lustrés de la pointe du Grand-Vallon). Il est probable que son dépôt s'est effectué, lors du relâchement des contraintes de l'événement éoalpin, sur la cicatrice du domaine océanisé. A la même époque se déposent d'ailleurs des produits éruptifs alcalins caractéristiques d'un magmatisme anorogénique.

Au cours de l'Éocène moyen-supérieur, le Briançonnais est affecté à son tour par des déformations compressives (plis précoces et empilement initial des unités Briançonnaises) lors du charriage de la nappe des Schistes lustrés. L'édifice de nappes qui en résulte est alors plissé et affecté par le métamorphisme HP mésoalpin, vers 38-40 Ma.

Au cours de l'Oligocène, l'édifice de nappes plissées est recoupé par des contacts cisailants probablement contemporains du charriage final des unités Briançonnaises internes sur la zone houillère. Les dernières tectoniques sont probablement *miocènes à pliocènes* ; elles correspondent à des ondulations à grand rayon de courbure (dômes du Grand-Paradis et de l'Arpont) et à diverses générations de failles.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

Dans la région couverte par la feuille Tignes, l'hydrogéologie est étroitement liée aux grands ensembles géologiques, qu'il s'agisse des terrains du substratum ou des formations superficielles.

Substratum

Dans les formations du substratum s'opposent, du point de vue hydrogéologique, deux types de lithologie : d'une part, des matériaux aquicludés à texture schisteuse (micaschistes, Schistes lustrés,...) et, d'autre part, des horizons aquifères carbonatés ou sulfatés calciques (marbres, dolomies, cargneules et gypses).

- Les **formations aquicludées** sont peu perméables à l'eau mais très largement représentées. Le ruissellement y est important au printemps et en été. Les sources ont généralement un débit assez faible et variable selon la saison (plus fort débit à l'étiage et tarissement durant l'hiver). Elles se caractérisent par des eaux à faibles conductivités (entre 0 et 100 μScm^{-1}) et à températures assez élevées à l'émergence (fréquemment entre 10 et 20 °C en été). Ceci impose à ces eaux soit un parcours final long et proche du sol depuis l'aquifère, soit un mélange dominé par des eaux superficielles de fonte des neiges et des glaciers.
- Les **formations aquifères**, fréquemment masquées par les moraines ou les éboulis, constituent des horizons drainants qui alimentent des sources pérennes, peu nombreuses mais caractéristiques, dont l'émergence est de manière générale située au niveau des contacts anormaux majeurs. Le débit de ces sources est généralement fort et assez constant. Les eaux se caractérisent dans ce cas par de fortes conductivités (de 200 à plus de 1 000 μScm^{-1}) traduisant une forte minéralisation, et par des températures assez faibles et constantes (entre 2° et 6 °C). Ceci témoigne du parcours profond de ces eaux dans des milieux fracturés carbonatés (marbres et dolomies) et dans des horizons fortement solubles (cargneules et gypses jalonnant les contacts anormaux).

Formations superficielles

Les circulations d'eaux dans les formations morainiques et surtout dans les éboulis sont généralement peu importantes et marquées par le tarissement fréquent des sources durant l'hiver. Les alluvions torrentielles de fond de vallée sont parfois associées à une nappe d'accompagnement (vallée de l'Isère au niveau des Brévières) où les eaux sont toutefois fortement sulfatées. Enfin, les emplacements d'ombilics renferment localement, dans les matériaux grossiers de leur partie amont, des nappes d'eau potable (Fond des Fours, cirque du Prariond, vallon de la Sassièrre).

TABLEAU 1 : INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Tine	1.4001	Fé	Inconnu	Inconnu	Cargneules Gypse	Fouille ancienne.
Tufs du Paquier	1.4002	Fé	Inconnu	Inconnu	Cargneules, gypse calcaire	Petit indice, vu en prospection.
L'Arbèche	1.4003	Au	Inconnu	Inconnu	Grès, schiste	L'or était signalé en 1795-1796.
Galerie du nant Cruet amont	2.4001	Ami	Chrysotile Antigorite Chlorite Trémolite	Filonnets	Calcschiste Serpentine	Indices rencontrés au cours du creusement des galeries EDF.
La Balme	5.4001	Pb	Galène	Inconnu	Calcaire Dolomie	Indice non retrouvé. Position imprécise.
Mont Lenta	7.4001	Pb, Cu	Chalcopryrite Galène	Inconnu	Schiste	Non retrouvé. Position incertaine.
Sous les sources de l'Arc	8.4001	Cu	Malachite	Inconnu	Grès Conglomérat	Non retrouvé. Anciens travaux importants signalés en 1806

MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION

Dans la région de Tignes (les Boisses, route des Brévières au barrage de Tignes) et de Val-d'Isère (le Joseray, le Fornet, le Manchet), les **quartzites** du Trias inférieur prennent localement un aspect feuilleté du fait de la présence d'interlits phylliteux qui permet leur décollement en dalles. Ce type de quartzites était autrefois exploité en lauzes ou en dallages, parfois même en pierre à construction. De nombreuses vieilles maisons des Brévières et de Val-d'Isère leur doivent notamment leurs toitures aux teintes gaies.

Dans la grande carrière EDF, ouverte pour la construction du barrage de Tignes, peu avant l'entrée des gorges de la Daille (rive gauche de l'Isère), ont été autrefois exploités des **marbres** phylliteux à nodules de dolomies jaunâtres orientés, passant latéralement à des marbres blanc rosé ou verdâtres. Ces marbres du Trias moyen ont notamment été utilisés pour construire le monument aux Morts du nouveau village de Tignes.

Les **gneiss** de la périphérie du massif cristallin du Grand-Paradis ont localement été exploités en lauzes. Ce sont des gneiss gris clair très décoratifs que l'on peut observer sur certains vieux chalets de Bonneval et de l'Écot. L'un des gisements, accessible par la route de l'Iseran, se trouve en bordure de la Lenta, au lieu-dit Pied-Montet (2 274 m), au sein de l'écaille de gneiss de la Cristallière. Un autre gisement existe près des chalets de la Lécharenne mais est d'accès plus difficile.

Mentionnons également que les **serpentinites** des environs de Bonneval (la Ratière, versant nord de la pointe d'Andagne) pourraient facilement être exploitées comme pierre ornementale. Il s'agit de très belles roches tigrées allant du vert clair au vert sombre presque noir, parfois veinées de fentes de calcite. La présence d'amiante pourrait également valoriser une éventuelle exploitation.

INDICES MINÉRAUX

De rares indices minéraux sont signalés sur la feuille. Ils sont recensés dans le tableau 1.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES

Pour alimenter les usines électriques de Val-d'Isère et des Brévières, EDF a creusé des galeries souterraines permettant (outre la production du bassin versant de la haute Tarentaise) de récupérer les eaux de l'Arc au niveau de l'Écot (galerie Écot-dans-Tignes). La galerie passe au Nord de Bonneval-sur-Arc et récupère les eaux descendant du glacier des Roches au niveau de la prise d'eau des Roches. Elle passe ensuite à l'aplomb du Pélaou-Blanc pour ressortir aux prises d'eaux du Manchet où elle collecte les eaux de la Calabourdane et du ruisseau du Charvet. Elle se dirige ensuite vers le Nord,

sous les rochers du Charvet et de Belvarde, pour ressortir au niveau de l'usine électrique de Val-d'Isère et alimenter ensuite le lac artificiel de Tignes.

De la même manière une galerie permet de dériver les eaux du Ponturin (à l'Ouest du mont Pourri) dans le lac de Tignes (il est à noter que cette galerie, entaillée dans le massif paléozoïque du mont Pourri, a traversé un contact anormal injecté de cargneules à l'aplomb des Terres-Rouges).

Enfin, des galeries permettent de capter les eaux du ruisseau de la Sassièrè (au niveau du barrage du Saut) et celles du nant Cruet pour alimenter la chute d'eau artificielle du Chevril.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Des itinéraires géologiques situés sur la feuille Tignes sont décrits dans les **guides géologiques régionaux** (Paris : Masson édit.) :

- **Alpes (Savoie et Dauphiné)**, par J. Debelmas (1970) ;
- **Alpes de Savoie**, par J. Debelmas (1982).

BIBLIOGRAPHIE

BALLEVRE M. (1986) — Collision continentale et chemins P-T dans les Alpes occidentales : l'unité pennique du Grand-Paradis et son encaissant océanique. Thèse de doctorat, université de Rennes I.

BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G.V., DAMOTTE B., ELTER G., GOSSO G., HIRN A., LANZA R., LOMBARDO B., MUGNIER J.L., NICOLAS A., NICOLICH R., POLINO R., ROURE F., SACCHI R., SCARASCIA S., TABACCO I., TAPPONNIER P., TARDY M., TAYLOR M., THOUVENOT F., TORREILLES G., VILLEN A. (1987) - Premier résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, p. 1461-1470.

BERTRAND J.M. (1966) — Étude géologique de la partie française du massif du Grand Paradis (région de Bonneval-sur-Arc, Vanoise orientale). D.E.S., université de Paris, 128 pages.

BERTRAND J.M. (1968) — Étude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géol. alpine*, t. 44, p. 55-87.

BOCQUET J. (1974a) — Études minéralogiques et pétrographiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'État, université de Grenoble, 490 pages.

BOCQUET J. (1974b) — Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 278, p. 2601-2604.

BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C., KRUMMENACHER D. (1974) — K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contr. Miner. Petr.*, t. 47, p. 7-26.

BOUSSAC J. (1913) — Sur la constitution géologique de la haute Tarentaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.157, p. 658-660.

BOUSSAC J. (1913-1914) - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXIII, p. 193-203.

BROUDOUX B. (1985) — Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse de 3^e cycle, université de Lille, 229 pages.

BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1962) — Ages Pb total déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. *B.S.M.P.*, 42, p. 295.

CABY R. (1968) — Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du val d'Aoste (Italie). *Géol. alpine*, t. 44, p. 95-111.

CABY R., KIENAST J.R., SALIOT P. (1978) - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. géogr., phys. géol. dyn.*, vol. XX, fasc. 4, p. 307-322.

CALLEGARI E., COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V. (1969) - Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 88, p. 59-69.

CARON J.M., GAY M. (1977) — La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 70, n° 3, p. 643-666.

CARPÉNA J. (1985) — Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude : alpine thermal history of the Gran Paradiso basement. *Contr. Miner. Petr.*, t. 90, p. 74-82.

CARPÉNA J., CABY R. (1983) - Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge éocène de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297, p. 289-292.

CARPÉNA J., MAILHE D. (1984) - Plis en fourreau hectométriques au cœur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes) ? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, p. 415-418.

CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1964) — Nouvelles déterminations d'âges « plomb total » sur des zircons alpins. *Schweiz Min. Petr. Mitt.*, t. 44, p. 43-60.

CHOPIN C. (1978) — Les paragenèses réduites et oxydées des concentra-

tions manganésifères des Schistes lustrés de haute Maurienne (Alpes françaises). *Bull. Minéral*, p. 514-531.

CHOPIN C. (1979) - De la Vanoise au Grand Paradis. Une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse de 3^e cycle, université P. et M. Curie, Paris VI, 145 pages.

CHOPIN C. (1981) — Mise en évidence d'une discontinuité de métamorphisme alpin entre le massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales françaises). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, p. 297-301.

CHOPIN C, MALUSKI H. (1978) - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation Ar39/Ar40 sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, p. 745-749.

CHOPIN C, MALUSKI H. (1980) - 40Ar/39Ar dating of high pressure metamorphism micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking temperature concept. *Contr. Min. Petr.*, t. 74, p. 109-122.

COMPAGNONI R., ELTER G., LOMBARDO B. (1974) - Eterogeneita stratigrafia del complesso degli « gneiss minuti » nel massiccia cristallino del Gran Paradiso. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 1.13, n° 1, p. 227-239.

DAMBRINE P., LANGANEY C. (1977) - Minéralisation du massif de la Vanoise. Relation des filons avec la structure et le métamorphisme. *Trav. sci. parc nation. Vanoise*, t. VIII, p. 9-28.

DAMOTTE B., NICOLICH R., CAZES M., GUELLEC S. (1990) - Mise en œuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô—Massif central. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., n° 156, p. 65-76 ; *Mém. Soc. géol. suisse*, n° 1, p. 65-76 ; *Soc. Geol. Ital.*, vol. spéc, p. 65-76.

DE ROO J., LISTER G.S. (1987) - Deformation of a thrust complex in the Col de la Vanoise, Vanoise massif, French Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, t. 98, p. 388-399.

DEVILLE E. (1986a) — Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. *Géol. alpine*, t. 62, p. 51-61.

DEVILLE E. (1986b) - La klippe de la Pointe du Grand Vallon (Vanoise, Alpes occidentales) : un lambeau de métasédiments à foraminifères du Maastrichtien supérieur couronnant les nappes de Schistes lustrés. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, p. 1221-1226.

DEVILLE E. (1987) — Étude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan téthysien : aspects stratigraphi-

ques, pétrographiques et tectoniques. Thèse de doctorat, université de Savoie, Chambéry ; Travaux du département des Sciences de la Terre, n° 8, 297 pages.

DONDEY H. (1986) — Étude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Thèse de doctorat, université de Grenoble, 235 pages.

ELLENBERGER F. (1958) - Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 561 pages.

ELLENBERGER F. (1960) — Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en haute Maurienne (Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. II, p. 190-194.

ELLENBERGER F. (1963) — Trias à faciès Briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, *Mém. BRGM*, n°15, p. 215-231.

ELLENBERGER F., LEMOINE M. (1955) - Les faciès prépiémontais et le passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 146-148.

ELLENBERGER F., SALIOT P. (1967) - Tectonique pennique à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale et ses structures de détail surimposées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, p. 1569-1572.

ELTER G. (1971) — Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire-Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. alpine*, t. 47, p. 147-170.

ELTER G. (1972) — Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, vol. 28, 19 pages.

FUDRAL S., RAMPNOUX J.P., ROBERT D. (1977) - Les Schistes lustrés à ophiolites de haute Maurienne sont-ils le reflet d'une étape paléo-tectonique des Alpes occidentales ? *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 330-332.

FUDRAL S., DEVILLE E., MARTHALER M. (1987) - Distinction de trois ensembles d'unités dans les « Schistes lustrés » compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, p. 467-472.

GIGNOUX M. (1924) — Révision de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne au 80 000^e (Massif de la Vanoise). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 28, p. 13-18.

GIGNOUX M. (1929) — Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont Pourri. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t.15, fasc. 1, p. 98-148.

GOFFÉ B. (1975) — Étude structurale et pétrographique du versant occidental du massif de Chassefort (Vanoise méridionale). Thèse de 3^e cycle, université de Paris-Sud Orsay, 190 pages.

GOFFÉ B. (1982) — Définition du faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme du HP-BT dans les métasédiments aluminés. Thèse d'État, université P. et M. Curie, Paris VI, 232 pages.

GOFFÉ B., VELDE B. (1984) - Contrasted metamorphic evolution in the thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, t. 68, p. 351-360.

GOGUEL J. (1955) — Tectonique des Schistes lustrés de Bonneval (Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 309-311.

GOGUEL J., PACHOUD A. (1981) - Géologie pour le randonneur du parc national de la Vanoise. Orléans : BRGM édit. 2^e éd., 71 pages.

GUILLOT F. (1987) — Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse de doctorat, université de Lille, 280 pages.

GUILLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F., PERRUCHO-PARISON M.D. (1986) — Les séries antépermien de Vanoise septentrionale : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte ; arguments pour un âge antéhouiller. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, p. 1141-1146.

GUILLOT P.L., DEVILLE E. (1988) - Regard nouveau sur le soubassement varisque du domaine piémontais dans le secteur de Bonneval-sur-Arc (Savoie). 12^e R.S.T. (Lille).

HERMANN F. (1925) — Sur le faisceau de plis en retour de Valsavaranche et les prolongements de l'éventail de Bagne dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.180, p. 1515-1517.

HERMANN F. (1928) - La nappe de la Dent Blanche et les nappes de Schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. XXI, n°1, p. 70-72.

HERMANN F. (1938) - Carte au 1/200 000 des Alpes nord-occidentales.

JAILLARD E., DEBELMAS J. (1986) - Nouvelles hypothèses pour l'interprétation stratigraphique et structurale des zones internes de Vanoise dans la région de Val-d'Isère (Alpes occidentales françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, p. 35-38.

JAILLARD E., DONDEY H., DEBELMAS J. (1986) - Reconstitutions paléogéographiques de la zone Briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intrabriançonnaise de l'unité de la Grande Motte. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, p. 1091-1094.

JAILLARD E., (1987) — Nature, signification et répartition du détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise. *Géol. alpine*, mém. h.s., n°13, p. 143-155.

KIENAST J.R., BALEVRE M. (1986) - Les éclogites du massif du Grand Paradis (Alpes occidentales) : histoire réactionnelle et équilibre final. I^{er}RST, Clermond-Ferrand. Paris : Soc. géol. France édit., p. 101.

KILIAN W. (1905) — Nouvelles observations sur les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 5, p. 859-861.

MARIEZ G., DEVILLE E., NICOUD G. (1986) - Hydrogéologie et structures géologiques en Vanoise : exemple du Doron de Termignon (Savoie). *Trav. sci. parc nation. Vanoise*, t. XV, p. 31-46.

MARION R. (1984) — Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes-Val d'Isère. Thèse de 3^e cycle, université de Savoie, Chambéry, 172 pages.

MICHEL R. (1949) — Micaschistes albitisés dans les Schistes lustrés de la haute Maurienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 228, p. 1875-1876.

MICHEL R. (1953) — Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sésia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Ann. Sci. de la Terre*, Nancy, t.1, n° 3/4, 287 pages.

NICOUD R. (1953) — L'eau potable en haute montagne : contrôle des ressources par les milieux peu perméables fracturés. Exemple des Alpes de Savoie. *Hydrogéologie*, n°3, p. 177-184.

NIEMEYER H. (1979) - Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand Paradis (région de Val-d'Isère, Alpes Graies franco-italiennes). Thèse de 3^e cycle, université P. et M. Curie, Paris VI, 175 pages.

PACHOUD A (1976) — Atlas des sites présentant des risques liés au sol et au sous-sol. Département de la Savoie. Échelle 1/100000. Orléans: BRGM édit.

PICHOCKY C, DEVILLE E., HOFFERT M. (1986) - Mise en évidence d'encroûtements Mn-Fe dans les Schistes lustrés de la Sana (Vanoise orientale). 11^e RST, Clermond-Ferrand. Paris: Soc. géol. Fr. édit., p. 148.

PLATT J.P., LISTER G.S. (1985) - Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the Southern Vanoise massif, French Alps, and their relations to Alpine tectonic events. *Struct. Geol.*, vol. 7, n° 1, p. 19-35.

PLATT J.P., LISTER G.S. (1985) - Structural evolution of a nappe complex, Southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *Struct. Geol.*, vol. 7, n° 2, p. 145-160.

POLINO R., DAL PIAZ G.V. (1978) - Geologica dell'alta Val d'Isère e del bacino del lago Serru (Alpi graie). *Mem. Sci. Geol. Univ. Padova*, vol. 32, 20 pages.

RAGUIN E. (1925) — Découverte d'une faune de foraminifères très probablement crétacés dans les calcaires hautement métamorphiques du Valon de Paquier, près de la Grande Motte (Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 1.181, p. 726-728.

RAGUIN E. (1925) — Nouvelles observations sur la région des Alpes françaises comprise entre Modane et Tignes. Bord de la Vanoise et des Schistes lustrés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. 25, p. 703-727.

RAGUIN E. (1926) — Sur la Présence au NE de la Vanoise de schistes assimilables à ceux du flysch tertiaire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.183, p. 891-893.

RAGUIN E. (1929a) — Subdivisions de la nappe des Schistes lustrés en haute Maurienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 1.189, p. 934-936.

RAGUIN E. (1929b) — Le faisceau vermiculaire de Zermatt a-t-il son homologue dans la structure géologique de la haute Maurienne ? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 1.189, p. 859-860.

RAGUIN E. (1930) — Haute Tarentaise et haute Maurienne (Alpes de Savoie). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 107 pages.

RAGUIN E., HERMANN F. (1930) - Carte géologique de Tignes à 1/50 000. Feuille XXXVI-33.

RAOULT J.F. (1980) — Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone Briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. XXII, fasc. 4/5, p. 303-312.

RAOULT J.F., LANGLET P., BROUDOUX B. (1984) - Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, p. 535-538.

ROBERT D. (1979) — Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc. Région de Bonneval, Savoie. Thèse de 3^e cycle, université P. et M. Curie, Paris VI, 181 pages.

SALLOT P. (1978) — Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse d'État, université de Paris-Sud Orsay, 190 pages.

SIDDANS A.W.B. (1984) - L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise-Mont Pourri des environs de Val-d'Isère. *Mém. BRGM*, n° 4, p. 3-39.

TARDY M., DEVILLE E., FUDRAL S., GUELLEC S., MENARD G., THOUVENOT F., VIALON P. (1990) - Interprétation structurale des données du profil sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes, entre le

front pennique et la ligne du Canavese. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., p. 217-226 ; *Mém. Soc. géol. suisse*, n° 1, p. 217-226; *Soc. Geol. Ital*, vol. spéc., n° 1, p. 217-226.

TERMIER P. (1891) — Étude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 2, p. 367-513.

TERMIER P. (1927a) — Que la série cristallophyllienne de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie) est bien d'âge permien ou carbonifère. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 1.184, p. 641-645.

TERMIER P. (1927b) - Sur le problème tectonique de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t.184, p. 717-721.

TERMIER P. (1927c) - Que l'ensemble tectonique Vanoise-Mont Pourri dans les Alpes de Savoie n'est pas séparable de la nappe du Briançonnais. *C.R. Acad. ScL*, Paris, t.185, p. 1548-1552.

THOUVENOT F., PAUL A., SÉNÉCHAL G., HIRN A., NICOLICH R. (1990) — ECORS - CROP wide angle reflexion seismics : constraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., p. 97-106 ; *Mém. Soc. géol. suisse*, n° 1, p. 97-106; *Soc. Geol. Ital*. vol. spéc, p. 97-106.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Jura-Alpes, 43, boulevard du 11 Novembre, B.P. 6083 Villeurbanne-Croix Luizet, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par E. DEVILLE avec la collaboration de C. CHOPIN, B. GOFFÉ et P.L. GUILLOT.

Présentation au C.C.G.F. : 30 mai 1988

Acceptation de la carte et de sa notice : 6 décembre 1988

Impression de la carte: 1991

Impression de la notice: Juillet 1991